北京大学地质学教学参考丛书

普通地质学

[俄] A. Ф. 雅库绍娃 B. E. 哈茵 B. И. 斯拉温 著
何国琦 等 译

北京大学出版社

普 通 地 质 学

［俄］ A. Ф. 雅库绍娃
B. E. 哈茵　　　著
B. H. 斯拉温

何国琦 等　译

北 京 大 学 出 版 社
北　京

图书在版编目(CIP)数据

普通地质学/(俄)哈茵(Хаин,В.Е.)著;何国琦等译.--北京:北京大学出版社,1995.10
ISBN 7-301-02921-7

Ⅰ.普… Ⅱ.①哈… ②何… Ⅲ.地质学 Ⅳ.P5

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Якушова Александра Федоровна,
Хаин Виктор Ефимович,
Славин Владимир Ильич

© Издательство Московского университета, 1988 г.

书　　名:**普通地质学**
著作责任者:何国琦 等
责 任 编 辑:赵学范
标准书号:ISBN 7-301-02921-7/P·38
出　版　者:北京大学出版社
地　　址:北京市海淀区中关村北京大学校内　100871
电　　话:出版部 2502015　发行部 2559712　编辑部 2502032
排　印　者:中国科学院印刷厂
发　行　者:北京大学出版社
经　销　者:新华书店
787×1092 毫米　16 开本　15.75 印张　400 千字
1995 年 10 月第一版　1995 年 10 月第一次印刷
定　　价:19.80 元

内 容 簡 介

本书吸收了宇航、地球物理、海洋学、同位素地质学及其他许多研究领域的新硕果，系统论述并完美地表述了庞大的地球科学知识体系：关于地球的形成及其内部结构、地壳运动和变形、岩浆作用和岩石变质作用、地震活动、风与水的地质作用、冰川以及海洋地质作用等基本内容，并在观念上有重大更新。该书不仅精辟论述了地质学的基本理论与方法，更强调了地质学科的实际应用，同时充分重视了人类与地质环境的相互作用以及环境保护问题。

本书可作为高等院校地质类专业学生的教科书或教学参考书，也可作为理科公共选修课教材，还可供从事地球物理、地理和土壤等领域研究工作的广大科技人员参考。

译 者 序

《普通地质学》是引导初学者迈入地球科学殿堂之门的重要课程，各国学者历来十分重视这门课程教材的编写，因此出版有不少各种文本的优秀教科书。这些教科书除了介绍地质学的一些基本概念和知识外，还反映了各国学者各具特色的地质思想。因而我们认为，择优翻译一些国外的普通地质学教材以为学习借鉴，对这门课程教学的深入和提高是很有意义的。

当代著名俄罗斯地质学家哈茵（В. Е. Хаин）院士等合著的《普通地质学》是高等学校地质类专业大学生适用的一本优秀教科书。

这本书突出的优点在于，它充分运用了地球科学近 20 年来在大陆、海洋和近地空间等领域的研究中所获得的重要资料，从而完美地表述了庞大的地球科学知识体系。书中文字叙述深入浅出、简明扼要，极便于初学者阅读和掌握。本书的另一个突出优点是它力求准确地阐述关于地球和地壳的结构和形成以及各种内、外动力地质过程的现代概念和理论。此外，本书作者运用历史的和辩证的思维方法，在对丰富的历史资料和学科发展现状进行科学分析的基础上，对地质学本身的发展历史和地质学中尚待解决的重大理论问题阐述独到的看法，这也堪称本书的重要特色之一。由于作者系俄罗斯学者，故书中引用前苏联学者的观点和研究成果较多。

本书第 1—4 章、第 9—11 章、第 14—15 章和第 17—20 章由何国琦翻译，孙桂玉校对；第 5–8 章和第 12 章由孙桂玉翻译，第 13 章由韩宝福翻译，第 16 章由王式光翻译，均由何国琦校对。最后，何国琦和韩宝福对全书进行统校。

在本书翻译中仅对个别处稍作改动。例如，在作者前言中稍有删略；另外删去第 10 章部分内容，而将原文第 9–10 两章概括为一章；其余章节均按原文译出。由于译者水平有限，加之时间仓促，译文中错误难免，请读者批评指正。

书稿译成后，在校审过程中得到杨承运和李茂松的指正与帮助，特此表示感谢。

本书译版得到北京大学教材出版基金的资助；同时，也得到北京大学地质学系的关怀与赞助，特致谢意。

译 者

1995 年 3 月

作者前言

这本《普通地质学》教科书是按照给高等学校地质专业大学生讲授该课程的大纲编写的。书中汲取了近20年来在大陆和大洋地质领域所获得的一切新资料。作者们编写本书时确立了三个目标：编一本内容相当完整同时量又不大的教科书；充分反映关于地球和地壳的结构与形成、大洋的构造与沉积物、岩浆作用和构造作用以及其他地质过程的规律与起因等的现代观念；将叙述的科学性和对初学者的可读性很好地结合起来。

第1，4，14—15章及第16章的后半部分、第17—19章和第21章由哈茵（В. Е. Хаин）编写；第5，7—11章由雅库绍娃（А. Ф. Якушова）编写；第3，6，12—13，16，20章由斯拉温（В. П. Славин）编写。

作者们衷心感谢莫斯科地质勘探学院普通地质和地质填图教研室的同事们和列宁格勒大学的波尔什尼亚科夫（Г. С. Поршняков）教授对本书稿深入而全面的分析和所提出的宝贵意见。作者们对弗罗洛夫（Т. И. Фролов）教授等对书稿个别章节所提出的宝贵意见也深表感谢。

作　者

1988年

目　　录

第 1 章　地质学的研究对象、任务及其分支学科和研究方法 ······ (1)
第 2 章　地球的结构和组成 ······ (5)
2.1　地球的形状和大小 ······ (5)
2.2　地球内部的结构 ······ (6)
2.3　地壳的物质组成(元素,矿物,岩石) ······ (10)
2.4　地壳的构成 ······ (16)
2.5　地幔和地核的组成 ······ (19)
第 3 章　地球的年龄和地质年代学 ······ (21)
3.1　相对地质年表及其建立的方法 ······ (21)
3.2　绝对地质年代学及其方法 ······ (24)
3.3　地质年表 ······ (26)
3.4　主要地质时代单元的特征 ······ (27)
第 4 章　太阳系中的行星——地球及其形成 ······ (31)
4.1　太阳系的构成 ······ (31)
4.2　太阳系的起源和地球的形成 ······ (36)
第 5 章　风化作用 ······ (40)
5.1　物理风化 ······ (40)
5.2　化学风化 ······ (42)
5.3　化学风化过程中有机界的作用 ······ (44)
5.4　风化壳 ······ (45)
5.5　研究风化壳的科学价值和实际意义 ······ (49)
第 6 章　风的地质作用 ······ (52)
6.1　吹蚀作用与磨蚀作用 ······ (52)
6.2　风的搬运 ······ (54)
6.3　风成堆积 ······ (54)
6.4　风成作用最发育的地区——荒漠 ······ (55)
第 7 章　地表水流的地质作用 ······ (59)
7.1　斜坡面流 ······ (59)
7.2　暂时性河流的地质作用 ······ (60)
7.3　河流的地质作用 ······ (63)
7.4　河谷及其形态和河漫滩的发育 ······ (67)
7.5　河谷发育的趋势和循环性 ······ (72)

7.6 河系及其发育与分水岭的迁移 …… (78)
7.7 与河流作用有关的有用矿产 …… (79)
第 8 章 地下水的地质作用 …… (80)
8.1 岩石中水的类型 …… (80)
8.2 地下水的形成 …… (82)
8.3 地下水的类型 …… (83)
8.4 地下水的化学成分 …… (86)
8.5 岩溶作用 …… (89)
8.6 地下水的开发和利用 …… (95)
第 9 章 冰和冰水流的地质作用 …… (96)
9.1 冰川的类型 …… (96)
9.2 冰川体系 …… (100)
9.3 冰和冰水流的地质和地貌作用 …… (101)
9.4 地质历史中的冰川 …… (106)
9.5 冰川发生的原因 …… (108)
9.6 冻土带的地质作用 …… (110)
第 10 章 海和洋的地质作用 …… (112)
10.1 大洋地貌和物理化学基本特征 …… (112)
10.2 海洋的破坏作用 …… (121)
10.3 全球大洋中各带的沉积作用 …… (125)
10.4 泻湖和咸化水盆地中的某些沉积物 …… (133)
10.5 沉积物转变成沉积岩,成岩作用和成岩期后作用 …… (134)
10.6 岩相的概念 …… (137)
10.7 沉积岩 …… (139)
10.8 现代沉积物和沉积岩中的有用矿产 …… (140)
第 11 章 湖和沼泽及其地质作用 …… (142)
11.1 湖盆的形成 …… (142)
11.2 湖的地质作用 …… (143)
11.3 沼泽的形成及分类 …… (146)
11.4 沼泽的沉积及其地质作用 …… (147)
11.5 湖和沼泽沉积的实际应用 …… (147)
第 12 章 重力作用 …… (148)
12.1 重力作用的类型 …… (148)
12.2 研究重力作用的实际意义及防治措施 …… (152)
第 13 章 地壳运动、变形和断裂 …… (154)
13.1 构造运动 …… (154)
13.2 构造变动 …… (158)
13.3 地壳和岩石圈的基本构造要素 …… (162)

第 14 章 地震 …… (172)
14.1 研究地震的方法 …… (173)
11.2 地震的地理分布 …… (177)
11.3 地震预报和抗震建筑 …… (179)
第 15 章 岩浆作用 …… (183)
15.1 火山过程的阶段性 …… (183)
15.2 火山喷发的产物 …… (190)
15.3 火山的地理分布 …… (192)
15.4 研究火山的实际意义 …… (195)
15.5 侵入体的形态和组成 …… (196)
15.6 岩浆的产生和岩浆岩成因的多样性 …… (199)
15.7 研究侵入岩浆作用的实际意义 …… (202)
第 16 章 岩石的变质作用 …… (204)
16.1 接触变质作用 …… (206)
16.2 动力变质作用 …… (207)
16.3 区域变质作用 …… (207)
16.4 冲击变质作用 …… (211)
16.5 研究变质岩系的实际意义 …… (213)
第 17 章 地壳演化的基本阶段 …… (214)
第 18 章 构造运动和变形的可能原因 …… (218)
18.1 地质历史中构造假说的更迭 …… (218)
18.2 活动论的再生和板块构造 …… (221)
第 19 章 人类的地质活动和自然环境的保护 …… (227)
19.1 人类的地质活动 …… (227)
19.2 地表形态的改变和人为景观 …… (229)
19.3 地质环境的保护 …… (230)
第 20 章 地质科学发展的基本阶段 …… (231)

第1章　地质学的研究对象、任务及其分支学科和研究方法

"地质学"(геология)一词来源于两个希腊文"гео"和"логос"："гео"是地球的意思，"логос"是知识、科学的意思，也就是说地质学是关于地球的科学。然而作为定义，这样说是不完备的。首先，还有其他关于地球的科学，如地理学、地球物理学、地球化学。所有这些学科的研究对象都是共同的——地球，但各自的具体对象不同。地理学研究地球表层的构造配置，表层与水圈、大气圈以及生活在地球上的生物界之间的相互作用。地球物理学研究地球内部的构造，深部的物理状态及其物理场——重力(引力)场、磁场、热场、电场。地球化学的任务包括研究地球及其各圈层的化学组成，化学元素及其同位素的原子的迁移。广义的地质学包括了上述所有的学科，然而狭义的、更严格意义的地质学主要只以岩石圈层的上部——地壳，更准确地说是以岩石圈为研究对象，而岩石圈包括了地壳和中间层，即地壳和地核之间的圈层——地幔的上部。地壳和地幔的最上部是地质学本身的方法所能及的。所谓地质学本身的方法包括对出露于地表的岩石(不仅是出露于陆地表面的岩石，也包括出露于海底的岩石)，以及借助于矿井(其深度在印度和南非可达 4 km)和钻井(其深度在前苏联的科拉半岛可达 12.5 km)所得到的深处的岩石的观察和检测，而对地球更深部的研究则要靠地球物理方法了。地壳(以及整个岩石圈)包含着各种有用矿产，地质学者从事各种有用矿产的寻找和勘探工作。在地球表面矗立着各种建筑物和工程设施，保证它们的稳定性也是地质学者的任务。然而没有关于地壳和整个岩石圈构造和演化规律的认识，要正确地解决上述任务是难以想象的，而规律之发现和造就这些规律性原因的探讨又离不开将地球作为整体进行研究，这是因为地球是一个统一的自然体系。研究整个地球必须吸收地球物理学和地球化学的资料。

关于地球形成和发展的知识，以及关于地壳形成和演化的条件，地壳与水圈、大气圈相互作用中的地球表层的结构和组成的知识等乃是唯物主义世界观的必要组成部分。有了这些知识就可以了解生物学中的无机界如何向有机界转变的问题，因为这个转变是以地壳为基地而实现的。这是地质学的理论意义。

地质学的实际意义首先在于它提供了发现对工业、农业和建筑业有用矿产的理论和方法。有用矿产可划分为金属(从中获取各种金属)，非金属(从中获取磷、钾、盐、硫等)，建筑材料，宝石(金刚石、红宝石、蓝宝石等)，彩石、玉石(紫水晶、碧玉、孔雀石等)和燃料(煤、石油、天然气)。地下水也是有用矿产的一类，地质学有一个叫做水文地质学的分支专门从事地下水的研究。金属和非金属矿产地质学、燃料矿产地质学也都被认为是独立的学科。上述学科总起来构成了应用地质学，或称实用地质学。

应用地质学另一大方面的任务是研究那些预定要进行各种建设的地点的地质条件，如各种民用和工业建筑，大坝、隧道等等，目的是保障它们的稳定性。这些任务的解决依赖于工程地质学，而在发育有永久冻土的地区则还要靠冻土学。

还有一个非常重要的领域也属于地质学的应用任务，即预见和预报灾害性地质作用——塌方、滑坡、地震、火山等(后两项的预报要结合地球物理学)。

近 20 年来，随着人类进入了宇宙时代，在太阳系的其他天体上也开始了地质观察，宇航地

质学家甚至游历了月球，因而产生了宇宙地质学。

现在让我们回到地质学的基本分支，这里说的是理论部分。首先应该分出的是研究组成地壳和地幔物质的分支。它包括矿物学，即关于矿物的学科。所谓矿物是指构成岩石的或者单独存在的各种天然化合物。因为矿物一般具结晶形态，所以矿物学与属于物理科学的结晶学有密切关系，而结晶形态又与其化学组成有关，所以矿物学又与结晶化学有关，该学科既属物理学又属化学。岩石虽然由矿物组成，但又有其组合的自身规律，所以有专门的岩石学对岩石进行研究。沉积岩是岩石中的一个特别门类，属专门学科——沉积岩石学的研究对象。矿物学、岩石学和沉积岩石学与关于地球物质组成的学科——地球化学有着密切关系，结合起来可以研究地球化学旋回。

地质学的另一大分支是动力地质学，它研究地质过程，也就是改变地壳及其表层，导致一些岩石被破坏、另一些岩石新形成的过程。这些过程被分成外营力过程（由外在原因引起）和内营力过程（由内在原因引起）。外营力过程在太阳能与重力（引力）能的联合作用下形成，而内营力过程则是在地球内能和热能的作用下产生，同样也与重力能相关。在自然界，在地质介质中可以观察到内营力与外营力过程相互影响和密切配合的情况，例如：山脉在导致隆起的深部力量的作用下形成，但山脉地貌的细节则是由外营力过程，如冰川、河流等的作用所造就的。

构造演化学或大地构造学属于动力地质学范畴，它是研究地壳（岩石圈）结构及其变化的学科。关于地球表面地貌及其成因的学科——地貌学也属于动力地质学范畴，因为地貌特征的研究是地理学的任务，而解释地貌成因则是地质学的任务，所以地貌学为地理学和地质学的交叉学科。

理论地质学的第三个分支是历史地质学。历史地质学研究地壳及整个地球的历史。研究地球表面自然地理环境变化的学科称古地理学，研究构造环境变化的学科称古构造学，研究气候、动、植物变化和岩石，主要是沉积岩（以沉积物的形式沉积于海、河、湖等的底部）形成顺序的学科称为地层学。研究在沉积岩中保存的古老的、已经灭绝的生物遗迹对于确立沉积岩形成的相对顺序有很大帮助。因为地质历史中一定的阶段有一定的古生物组合，所以研究生物化石的生物学科——古生物学对地层学和地史学有不可估量的意义，这正像属于物理学科的结晶学对于矿物学的意义那样。

最后，理论地质学的第四个分支是区域地质学，它与应用地质学最为相近。它的任务是描述地质构造特征，包括岩石的时代顺序，岩石所构成的构造形式以及地壳的该区段（区域）的历史演化。区段可以从不大的，直到很大的，如整个大陆或大洋，甚至整个地壳。一般将上述地质构造表示在各种比例尺的地质图上。在地质图上表示着不同时代、不同物质组成的各类岩石在地球表层的分布。地质图及其衍生的各种图，如大地构造图及其他图件是有用矿产的找矿勘探和进行各种工程建筑的基础。

本教材主要涉及地质过程，也就是动力地质学，但在总论部分包含了关于地球和地壳的综合知识，这些知识对于了解地质过程是不可缺少的。在本书的结束部分简述了地质学史和当代地质学的任务。每一个学科都不仅以其特有的对象和目标，而且以其特有的研究方法区别于其他学科，例如地质学和地球物理学在研究地壳时有共同的对象和目标，地质学者和地球物理学者虽然相互利用资料，但各自的工作方法却有原则的不同。

地质研究中基本的、传统的方法是研究岩石在地表的天然露头，从描述岩石的成分、类型、产状（水平的、倾斜的、褶皱的等等）和相互关系开始。岩石最好的露头是在河、湖、海岸和山脉

的陡壁。为了更准确确定矿物、岩石，特别是有用矿产的类型和成分及其变形的程度和性质，往往还要采集相应的样品，然后用各种实验室分析方法加以处理，如化学的、显微镜的方法等等。在沉积岩中要寻找生物遗迹，根据化石有可能用古生物学方法确立岩石的时代；此外，现在还广泛用各种物理方法确定岩石的时代（见第3章3.2节）。与古生物学方法不同，物理方法不仅对沉积岩，而且对所有类型的岩石都适用。在"生根的"岩石被植物、土壤和松散沉积物所掩盖的地方，为了地质填图，要进行探槽、探井等挖掘，然后做观察。为了研究位于很深地方的岩石，则必须进行钻探或建设矿井和平巷（目的已在于采矿）。然而松散沉积物的研究对于从事工程地质的专家来说也是有意义的，因为有些建筑物要建在松散沉积物之上。人工建筑物的基础岩石被称为土壤，工程地质学的一个分支由此而得名——土质学。

地质学者在野外观察中所采用的综合手段构成了野外地质学的内容，因为野外观察和研究的最终目的是制作地质图，所以相应的学科也称为地质制图学（地质填图）。然而在现代，传统的野外地质方法已不能满足地质学者的需要，根据航空照片研究地质构造早已成为野外地质方法的补充；近年又补充了由人造地球卫星和空间站所提供的卫星照片，同时采用了一些特殊技术，如雷达等，这种技术可以允许探测，如探测被浓密植被覆盖的亚马逊河流域或被沙漠覆盖的撒哈拉地区的基岩情况。航空照片，特别是卫星照片的优越性还在于，在这些照片上清楚地表现出地表和地壳的宏观结构特征，这些宏观特征在地面观察中被分解成细节了。同时应该记住，使用这些遥感方法和信息，虽然可以大大加速、提高精确程度和补充常规的地质测量，但绝不能取代传统的直接地质观察，即使为了检验航空和卫星照片的解释结果，直接观察也是必要的。

在野外地质学者，特别是从事找矿的地质学者的武库中，除了采用遥感方法之外，越来越多地使用地球物理学和地球化学方法。随着直接出露于地表或在地表有标志的矿产越来越难找到的情况下，地球物理学和地球化学方法的意义与日俱增，出现了深部地质填图、三维地质填图、隐伏矿产预测等新的任务。这里已经不能绕过以不同组分的岩石具有不同物理性质为基础的地球物理方法，如采用以电流或由地震和人工爆炸所引起的弹性波动为基础的方法等（磁法勘探、电法勘探和地震勘探等）。

在海洋地质学中，地球物理方法具有特殊重要的意义。近30年来发展起来的地质学的这一分支与初步掌握海底的有用矿产相联系（首先是石油与天然气）。现在从海底开发的石油已占世界石油产量的30%。海洋地质学所研究的对象包括海底地貌、海底照相和自海下山脉陡壁上采取的岩石样和在海底采取的松散沉积样。近年来为了研究海底的露头和采样，已开始成功地使用带有操纵器的水下探测器。使用地震方法，专门研究热场、磁场和重力场的仪器已能成功地探测海洋沉积层和整个地壳的结构。在开阔大洋中借助于专门的钻探船已打了650个钻孔；在浅水区为了勘探油、气，也打了许多钻孔。

近几十年来，许多复杂的现代仪器，如质谱仪（岩石测年和同位素分析所必备的），进行微区、微量分析用的探针等装备了地质实验室。为处理所得数据，越来越广泛地使用电子计算机，因而现代地质学家应该有很好的基础学科训练，即数学、物理学和化学的训练。

当然，像任何其他学科一样，地质学也不能仅限于资料和事实的收集，而是要能够将它们综合起来，找出规律性的东西，建立能够解释所收集事实的理论。掌握辨证法就能够使我们获得成功，辨证法能使人将所有的现象和研究对象置于相互联系和相互制约中予以理解，找出矛盾，揭示导致事物运动和发展的对立统一规律，寻求从量变到质变的过渡；将发展阶段的交替

理解为一个阶段对前一阶段的否定，而自身又被下一个阶段所否定乃是不可逆转的前进过程。

涉及地质过程本质的地质综合分析的最重要方法之一是现实主义方法。上个世纪著名的不列颠地质学家赖尔(Charles Lyell)曾给出最简明的定义："现在是了解过去的钥匙"。诚然，任何人不能直接观察过去，例如，20 Ma 或 50 Ma 以前河流是怎么流的以及其他一些地质过程是如何进行的，但可以从各方而研究今天发生在我们眼前的类似过程，比如河流的作用，然后将所得的认识用于过去的地质过程。有了现实主义方法，地质学者能够建立关于外营力过程和内营力过程的精细理论。

然而必须记住的是，现实主义方法有其一定的、甚至是严重的局限性。辨证法告诉我们，发展是不可逆的，重复的只是类似的事物，离现代越远的地质时代，与现代相比其各方面的差别也越大。如在地球发展的早期，其表而的温度应较现代高得多，从深部来的热也多得多(放射性元素的量大)，在大气圈中不曾有游离氧，生物界非常原始(菌类、藻类)，而且也不像后来那样，对地质过程有那么大的影响，等等。从这个观点出发，那些停留在早期发展阶段的太阳系其他成员的"地质学"对地质学者来说就非常重要了，这就是比较行星学所研究的内容了。

在地球发展的过程中，地壳的结构和组成也进化了。一些类型的矿物和岩石产生了，而另一些类型消失了，岩石变形的形式改变了，地貌改观了，一些大陆或大洋产生了，另一些大陆或大洋消失了。生物界的进化最为迅速，它们占领越来越大的空间，对地质过程的进程有越来越大的影响，特别是人类的诞生及其文明的发展。有一些地质时代以其陆地之广袤，气候对比性之强和极地冰盖之广泛发育与现代的地球相似，而另一些地质时代的地球则和现代的地球相去甚远，在应用现实主义方法时这些情况都要考虑到。然而现实主义原则仍是认识地质现象和过程的一条主线，应该在更广泛的比较历史方法的基础上加以运用。永远应该记住的是，地质学乃是一门历史性的科学。

在进行理论地质学和应用地质学研究中，模拟方法占据一定的位置。在矿物学研究中有合成矿物，包括金刚石和其他宝石的合成，在岩石学研究中有岩石的熔融和合成实验，在构造地质、工程地质等的研究中有岩石变形实验。模拟实验对于不能进行直接观测的深部过程的研究更是一个不可替代的手段。数字模拟也找到了自己用武之地，特别是在地球物理学科中。

第 2 章　地球的结构和组成

2.1　地球的形状和大小

关于地球的形状和大小，其初始概念出现于很久以前。有很长的时期，地球被认为是球状体。在 17—18 世纪，当最早开始使用比较精确的测量方法（三角测量法）研究地球的形状时，人们认识到了地球不是一个理想的球体，因为通过极点的半径与赤道半径不等长（它们之间的差略大于 21 km）。这说明它沿旋转轴被压扁，重力和向心力的联合作用决定了地球形状的形成。这些联合作用的力被称为引力，并表现为加速度，每一个位于地表的物体都具有加速度。在 17 与 18 世纪之交，牛顿从理论上证明，在引力作用下，地球在沿旋转轴方向受挤压力，因此它具有椭球或旋转椭球体的形状。后来，在各国完成的经线或纬线弧的测量证实了牛顿的理论和计算。这些测量还表明，地球不仅沿两极方向被压扁，而且沿赤道也有某种程度的被压扁（最大和最小的赤道半径长度差 213 m），也就是说地球不是两轴的，而是三轴的椭球体。

关于地球是椭球体（或旋转椭球体）的概念只是初步接近于真实，实际上地球表面的真实情况更复杂。最接近于地球现代形态的是所谓的地球体（直接的意思是类似地球的形体）。地球体具有某种假设的表面，引力的方向到处都与该表面相垂直。在大洋水域，地球体的表面与完全静止状态的水面一致，由大洋表面将其向大陆和岛弧之下延伸，使它仍保持与铅垂线方向垂直，我们就得到了地球体的表面。换言之，地球体是与大洋水面相一致的重力位表面（也就是在所有的点上都与铅垂线方向相垂直的表面）。地球体与椭球体（或旋转椭球体）之差，在有的地方达到±100—150 m（图 2.1）。这样的差别是由影响引力（也就是影响铅垂线和垂直于铅垂线方向的表面）的地球体内不同密度物质的不均匀分布所决定的，因而也就决定了地球体的形状。

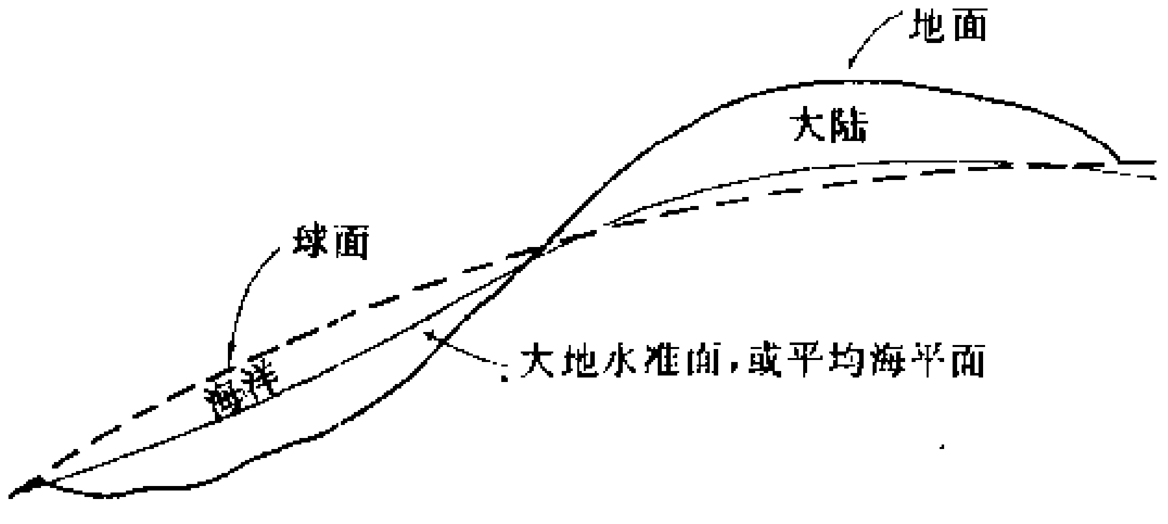


图 2.1　地球体的表面形态

1940 年，大地测量学家伊佐托夫（А. А. Изотов）曾经计算过地球的形状和大小。他得到的地球形状被称为克拉索夫斯基（Ф. Н. Красовский）旋转椭球体。克拉索夫斯基旋转椭球体的概念在前苏联已被普遍接受，它的参数被现代的研究，其中包括人造地球卫星的研究所证实，而且它在解决一系列与大地测量、地图学及其他领域有关的问题中具有重要的理论和实际意义。克拉索夫斯基旋转椭球体的基本参数列于下表中。

半径/km		极扁度率 α	地　　球		
赤道	极		表面积	体积	质量
6378.245	6356.863	$\frac{1}{298.25}$	5.1×10^{8} km^2	1.083×10^{12} km^3	5.976×10^{27} g

2.2　地球内部的结构

沿半径方向物质的物理性质不均匀，而且物质组成具分异性，并可划分成一系列圈层乃是地球结构的主要特征。人们能够直接观察的只是由矿坑、矿井和钻孔揭露或出露地表的地壳最上层(达到 15—20 km)。

关于地球更深层的组成和物理状态的概念主要基于采用多种地球物理方法得来的资料的综合。在这些方法中，地震法具有特殊意义。地震法的基础是由地震或人工爆炸而引起的波在地球体内传播的记录(图 2.2)。在震源发生纵向波(P)和横向波(S)，纵波是介质体积变化的反映，而横波是介质形状改变的反映，因而横波只能在固体中传播。

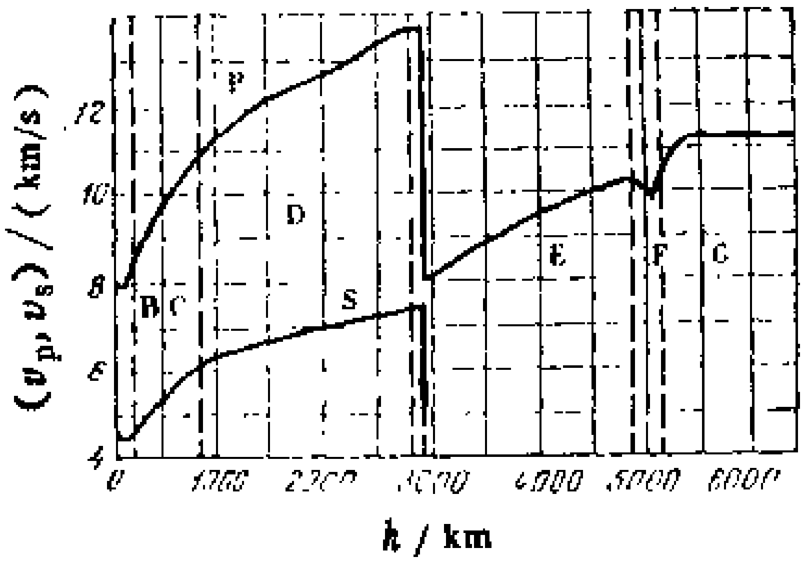


图 2.2　地球内部地震波(P 和 S)速度分布曲线

1. 地球的外壳和核

根据地震资料可将地球分成由表现清楚的一级界而相互分开的三个主要部分，地震波的速度在一级界面处发生急剧变化(图 2.3)。

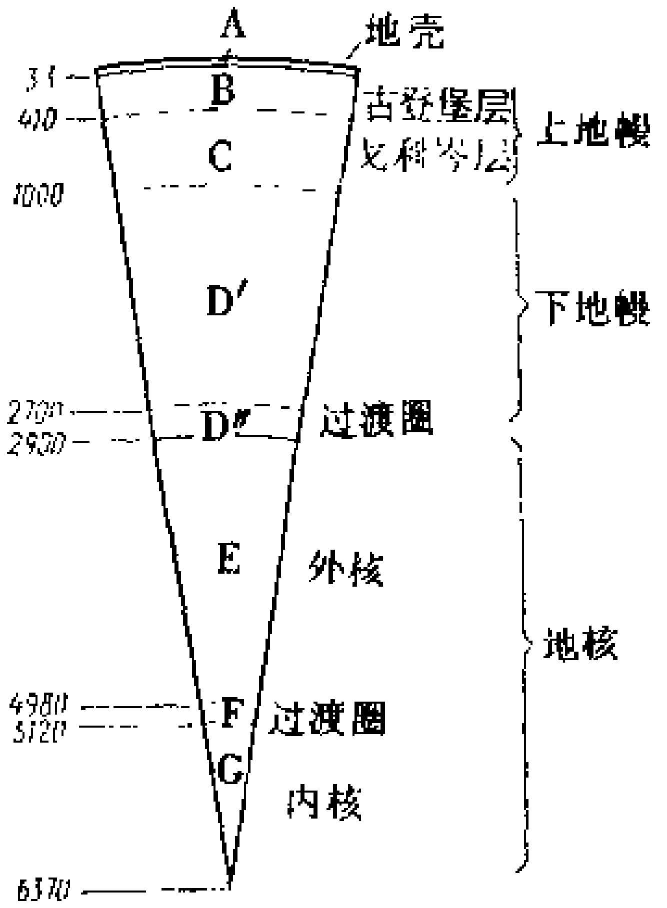


图 2.3　按地震波速度分布划分的地球圈层

(1) 地壳　刚硬的地球上层[布伦(K. Bullen)称之为 A 层]，它的厚度在大洋的水下变化于 5—10(12) km，在平原区达到 30—40 km，在山区则达到 50—75 km(在安第斯山和喜马拉雅山之下，厚度最大)。

(2) 地幔　位于地壳之下，向下达到从地表起算的 2900 km 深度，它又进一步分成两部分：上地幔(B 层和 C 层)[1]，位于 900—1000 km 深度以上，下地幔(D′层和 D″层)，从 900—1000 km 至 2900 km。

(3) 地核　分成外核(E 层)，4980 km 以上；过渡层(F 层)，位于 4980—5120 km 之间；内核(G 层)，5120 km 以下。

① 部分学者将 B 层定为上地幔(400 km 深度以上)，而将 C 层称为过渡层或中间层(为纪念俄国地震学家，也称戈利岑层)。

在地壳下部，纵波传播速度(v_p)(见第14章)平均达到6.5—7.0到7.4 km/s，而横波(v_s)为3.7—3.8(4.1) km/s左右。在大多数情况下，地壳和地幔之间是清楚的地震界面，界面以下纵波的速度增加到7.9—8.0 km/s，有时到8.2—8.3 km/s，面横波为4.5—4.7 km/s。这个位于地壳和地幔之间的一级地震界面最早由南斯拉夫地震学家莫霍洛维奇(A. Mohorovičić)确立，所以被称为莫霍洛维奇面(简称莫霍面或M面)。莫霍面是一个可靠的界面，可以记录到由它产生的稳定的地震反射波和折射波。

用地震方法在上地幔的B层中可以确立一个密度相对较小，似乎由较软岩石构成的层，该层被称为软流层(圈)。在软流层中地震波速，特别是横波波速降低，而导电性提高。这证明这里的物质状态有自己的特征，与位于其上和下的层相比，粘性较小塑性较大。软流层的粘性近10^{9} P(泊)，也就是较上覆和下伏的地幔层的粘性低2—3数量级。软流层位于不同的深度：在大陆之下由80—120到200—250 km，在大洋之下由50—70到300—400 km。它在地壳最活动的带之下表现得最清楚，也隆起得最高，在有的地方达到20—25 km深，或更浅。相反，大陆的最稳定部分(地台的地盾)之下，表现得最不清楚和下降得最深。软流层中地震波速v_p和v_s的降低和导电性的提高与这里地幔物质部分熔融(1—10%)相关。部分熔融是随深度之增加，温度上升的速率超过了因压力增加而使物质熔点提高的速率的结果。软流层的粘性在铅垂方向和水平方向都有明显的变化，它的厚度也有变化，软流层在决定深部地质过程方面有重要意义。

软流层以上的地幔刚性层与地壳合起来称为岩石圈。软流层以下，地震纵波波速急剧增加，在900—1000 km深处达到11.3—11.4 km/s。在下地幔中，v_p继续增加，但较之在上地幔C层中增长的速率减缓，在2700—2900 km深处达到13.6 km/s，而横波的速度(在下地幔底部)v_s为7.2—7.3 km/s。在2900 km深处，存在另一个一级地震界面，它分开地幔与地核。在这里，纵波速度从下地幔底部的13.6 km/s跳跃式地降低到地核中的8.1 km/s；在外地核中，渐渐增长到10.4—10.5 km/s；在F层中又减到9.5—10 km/s，在内核中(G层)增长到11.2—11.3 km/s。横波不能传入深于2900 km的地核。

2. 密度(ρ)和压力(p)

根据重力资料，地球的平均密度为5.52 g/cm³。组成地壳的岩石密度由2.4—2.5到2.9—3.0 g/cm³。地壳岩石的平均密度可确定为2.8 g/cm³。如将这个值与地球的平均密度相比，则可以推断，在地幔和地核中密度应有显著的增加。在地幔的软流层之上和莫霍面之下的部分，岩石的密度远较地壳岩石的大，即3.3—3.4 g/cm³，在2900 km深处的下地幔底部，密度达到5.6—5.7 g/cm³。从地幔到地核，密度急剧跃变到9.7—10 g/cm³，然后增至11—11.5 g/cm³，而在内核，密度大约是12.5—13 g/cm³(图2.4)。上述资料表明，与分开地壳与地幔以及下地幔与外地核的一级地震界面相对应，其上、下的岩石密度有显著的改变。根据上述密度改变的资料计算出了在不同深度处的压力(见下表)。

深度(h/km)	40	100	400	1000	2900	5000	6370
压力(p/kPa)	1×10^{3}	3.1×10^{3}	1.4×10^{4}	3.5×10^{4}	1.37×10^{5}	3.12×10^{5}	3.61×10^{5}

重力加速度(a)在地表为982 cm/s²，到下地幔的底部(2900 km)达到最大值1037 cm/s²左右。在地核中重力加速度开始迅速减小，在过渡层F为452 cm/s²，到6000 km深度是126

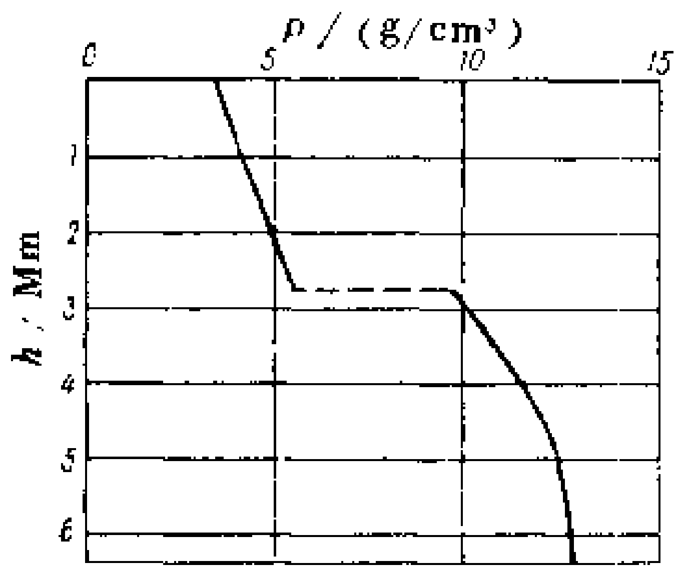


图2.4　地球内部的岩石密度

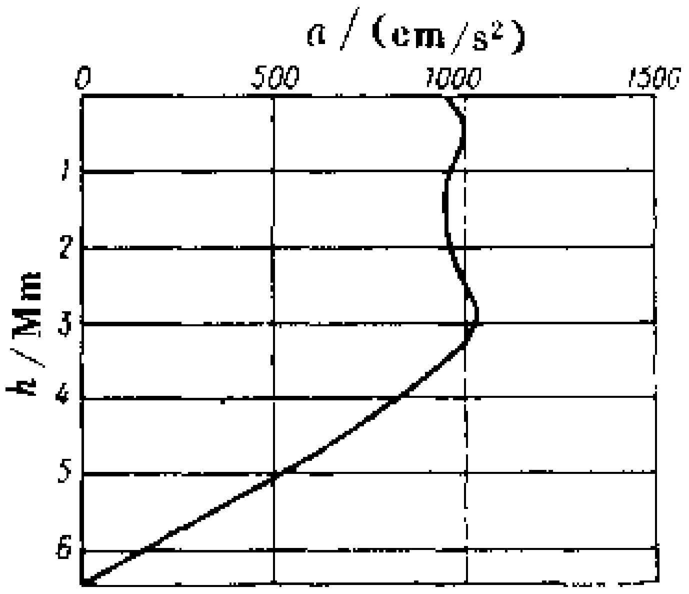


图2.5　地球内部的重力加速度

cm/s²,到地球核心时达到零(图2.5)。

3. 地磁

地球就像一个巨大的磁石,周围环绕着磁力线。地磁场是偶极场。现代的地磁极位于地理极的附近,但并不与其符合,可区分出磁偏角和磁倾角。磁偏角是根据罗盘的磁针偏离地理经线的角度而确定的,偏移可以是向西也可以是向东。在图上,具有相等磁偏转的点连线称为等磁偏线。磁倾角是根据磁针对水平面的倾角决定的。最大的磁倾角值位于磁极区。在图上,具有相等磁倾角的点的连线称为等磁倾线。地球主磁场产生的原因是用地球在旋转过程中,因液态外地核里复杂对流而产生的电流体系解释的。

在这个总的主场背景之上,叠加了位于地壳上层、在居里等温面之上的、含有铁磁性矿物的岩石的影响,因而在地球表层可观测到磁异常。所谓磁异常是指偏离正常值的磁场强度向量,可以根据磁异常判断深部不同岩石的分布情况,因为不同岩石的磁化强度不同。现在,在地质研究和部分找矿,特别是铁矿找矿工作中,广泛使用磁测方法。磁异常的研究不仅运用地面磁测仪,而且也将仪器放置在飞机和宇宙飞船上。

已经确立,含有铁磁性矿物的岩石的剩余磁化的方向与岩石形成时期地球磁场的方向一致,剩余磁化的研究表明,在地质历史进程中,地球的磁场曾不止一次地变化过:北极成了南极,南极变成了北极,也就是说发生了地磁场的反转。地磁反转年表被用来进行岩石层序的划分对比(见第3章)和确定洋底的年龄(见第18章)。

4. 地热

可区分出两类地热源:从太阳得来的热和从地球深部带出的热(热流)。太阳对地球的加热只影响到很小的深度,不超过28—30 m,在有些部位只达到几米。在距地表一定深度处分布着恒温带,温度与当地的年平均气温相等,如在莫斯科地区,在20 m 深处观测到4.2℃ 的恒温;而在巴黎,恒温为11.83℃,深度是28 m。在矿井、钻井中观测到,在恒温带以下温度随着深度渐渐增大,这与从地球深部上来的热流有关。热流的量度是每秒每平方厘米有多少微卡[1]的热(μ cal/cm²·s)。

热流的研究表明,不同地区的热流值不同,其大小与地壳活动程度、各种内营力过程的强度有关。据前苏联学者的资料,在大陆的最稳定部分,热流值大都在0.9—1.2 μ cal/(cm²·s),

① 热量的 SI 单位为焦耳(J),1 cal=4.18 J　　编者注。

只是在局部地区增大到1.3—1.4 μcal/cm²·s 或更大。在最稳定的地盾区，最常见的热流值是0.6—1.0 μcal/cm²·s，只在局部地区稍高，平均达到0.85 μcal/cm²·s，有±10%的增减。热流值在山区变化很大，有些地区可达2—4 μcal/cm²·s（如在喀尔巴阡山和高加索山等）。在广阔的大洋盆中，热流值与大陆的平原地区相近（平均1.1，局部1.2 μcal/cm²·s），而在大洋中脊裂谷中增至2 μcal/cm²·s。在红海裂谷中也观测到高热流值。全球的热流平均值为1.4—1.5 μcal/cm²·s。

地球内部的热源问题仍有待研究。一般认为基本的热能来源有两个：

- 放射性元素（^{238}U，^{235}U，^{232}Th，^{40}K 等）衰变产生的放射热；
- 与地核和地幔中物质按密度重新分配有关的重力分异热。

5. 温度随深度的变化

在矿井和钻井中的观测表明，温度随深度增大而有系统的增大。单位深度内温度增加的量（℃）称为**地热梯度**，而温度增加1℃相应增加的深度（m）称为**地热增温级**。在地球各处，地热梯度或地热增温级是不同的。根据古登堡的资料，其最大值为最小值的25倍以上。这证明地壳的内营力活动性和岩石的热导性是有差别的。最大的地热梯度在美国俄勒冈州发现，等于150℃/km，相应的地热增温级是6.67 m，而最小的地热梯度则在南非，为6℃/km，相应的地热增温级为167 m。位在东欧地台古老地盾上的科拉半岛钻孔中，在11 km 处测得温度为200℃，相应的地热增温级为19—20 m。

大陆和大洋的活动带有最大的地热梯度值，而最小的地热梯度值隶属于古老稳定的大陆地壳。当然，极大极小的地热梯度值的分布是有限的，大多数地区地热梯度值变化在20—50℃/km 之间，而地热增温级为15—45 m。平均地热梯度被认为是30℃/km，相应的地热增温级为33 m。该平均地热梯度看来只适用于地壳的上层，再向下去，该梯度值理应减小，如果向下仍保持该梯度值的话，那么在100 km 深处温度将达到3000℃，而大体从这个深度上来的岩浆温度只有1100—1250℃。根据学者们（E. A. Любимов, B. A. Магницкий）的估算，那里的温度不超过1300—1500℃，否则地幔岩石都将呈熔融状态，地震波的横波就不能通过了。

地幔较深部位和地核的温度，可以根据一些间接的资料作近似的估计。如果对地壳来说温度计算是以热流值、岩石导热率和岩浆温度为基础，那么，对于更大的深度来说，这些资料都是不能取得的，甚至连地幔和地核的准确成分也不知道。可以推测的是，在软流层以下，在地热梯度大大减小和地热增温级增大的情况下，温度随深度有所增加。基于地核主要由铁组成，曾经计算过在各界线处不同压力下的融熔情况，并得到以下资料：在下地幔和地核的界线处，铁的融熔温度应是3700℃，而在外、内地核的界线处应是4300℃。因此从物理学的观点考虑，可以得出的结论是地核的温度介于4000—5000℃。

6. 地球物质的聚集态

岩石圈物质处于固体的结晶态，因为在这里的压力状况下温度未达到熔点（图2.6）。然而即使是在地壳中，地震学家也发现有一些透镜状的低速层，其性质与低速层相似，可能是壳内的岩浆源所在。

根据地震资料，地震波的横波和纵波都可以通过地幔，判断地幔物质处于有效固体状态。B 层的下部、C 层和 D 层看来是结晶态，因为这里的压力阻碍了熔融。只是在 B 层中的软流层表现了低地震波速，其温度可能接近熔点。推测软流层物质可能是非结晶的玻璃状态，局部甚至是熔融状态（<10%）。近年来的地球物理资料说明软流层具有不均匀性和分层性，在软流层

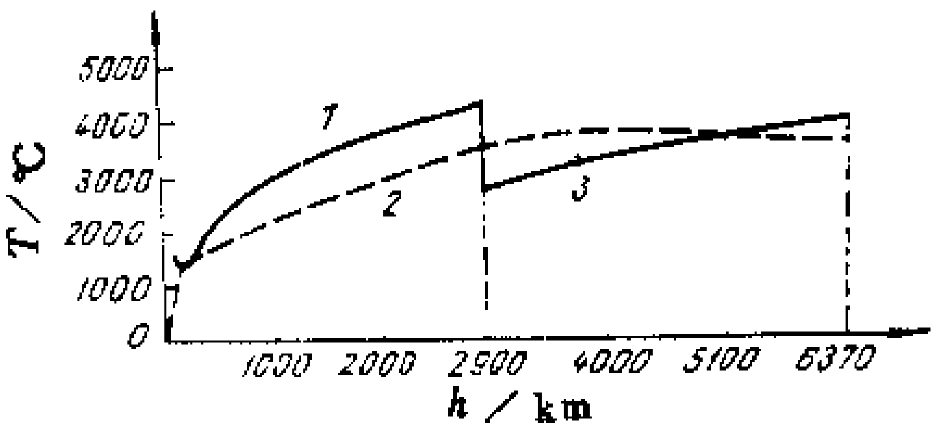


图2.6　地球温度曲线和物质熔融曲线

1－物质熔融温度曲线，2－地球温度曲线，3－熔融区

的不同深度处存在有岩浆源。

地球的核部物质是什么状态呢？因为从地幔向地核的过渡伴随着纵波速度的骤减，只在固体介质中传播的横波完全被吸收。所以大多数学者认为，外核物质处于液态，而据间接资料看，内核处于固态。

7. 地球的平均化学组成

陨石的研究对认识地球的平均化学成分有重大意义。按成分可将陨石划分为：

- 铁质陨石。由镍铁组成，伴有钴和磷的混入物。
- 铁石质陨石。主要由铁和硅酸盐矿物组成。
- 石质陨石。主要由富铁、镁的硅酸盐矿物组成，含有镍铁的包体。

其中：石质陨石占所发现陨石的92.7%、铁石质陨石占1.3%，而铁质陨石占5.6%。

一般认为地球的化学组成接近陨石的平均化学成分。根据宇宙化学和模拟实验研究，不同学者给出了地球的平均化学成分，见表2.1。

表2.1　地球的平均化学组成*

元素	化学组成（重量%）		
	拉马-穆尔提和霍尔(1970)	埃阿纳帕西和安德斯(1974)	施密特(1970)
O	30.25	28.5	31.3
Fe	29.76	35.87	31.7
Mg	15.69	13.21	13.7
Si	14.72	14.34	15.1
S	4.17	1.84	2.91
Ni	1.65	2.04	1.72
Ca	1.64	1.93	2.28
Al	1.32	1.77	1.83
Na	0.30	—	

* 表中学者由左至右依次为：В. Рама-Мурти 和 Г. Холл，Р. Эанапаси 和 Э. Андерс，Дж. Смит。

2.3　地壳的物质组成（元素，矿物，岩石）

地壳由各类形成条件和成分相异的岩石所组成。岩石是矿物的聚合体，也就是说由一定搭配的矿物所构成，而矿物又是由化学元素的原子所构成的。为了解地壳的结构，需要了解地壳

的化学组成、造岩矿物和岩石。

1. 化学组成

大陆地壳的上层提供了最确切的化学组成资料，因为这一部分可以进行直接的观察和分析（深到16—20 km）。美国学者克拉克(F. W. Clarke)经过近40年的努力，于1889年公布了地壳这一部分的第一批化学组成数据，他的依据是当时掌握的6000个各类岩石的化学分析数据的算术平均值。此后这些数据精确化了。但为了纪念克拉克在这方面所做的贡献，费尔斯曼(A. E. Ферсман)建议将地壳中每种元素的百分含量称为该元素的克拉克值。根据前苏联学者1976年的资料，地壳中分布最广的是下述8种元素，占地壳物质总量的98%（见下表）。

氧	硅	铝	铁	钙	镁	钠	钾
46.50	25.70	7.65	6.24	5.79	3.23	1.81	1.34

地壳中另一些元素的含量，根据同样的资料来源是（重量百分数）：Ti—0.52，C—0.46，H—0.16，Mn—0.12，S—0.11；所有其余元素总合只占0.37%左右。

2. 矿物

指天然的化合物或化学元素。它们在地壳及其表层发生的一定的物理-化学过程中形成。大多数矿物是晶体，只有少数的是非晶体。矿物的结晶结构表现为规则的几何多边形态——晶体，天然晶体的形态是多种多样的。作为例子，可以举出4种有名矿物的晶体。在图2.7上可以看出：立方晶体的石盐(a)；两端为锥状的六边柱体——石英晶体(b)；磁铁矿(c)的八面体和石榴石(d)的十二面体。晶体的形态是由基本质点——原子、离子、分子的空间排列规律所决定的。原子、离子、分子在空间中有规律的分布组成了晶体结构或结晶（空间）格架。

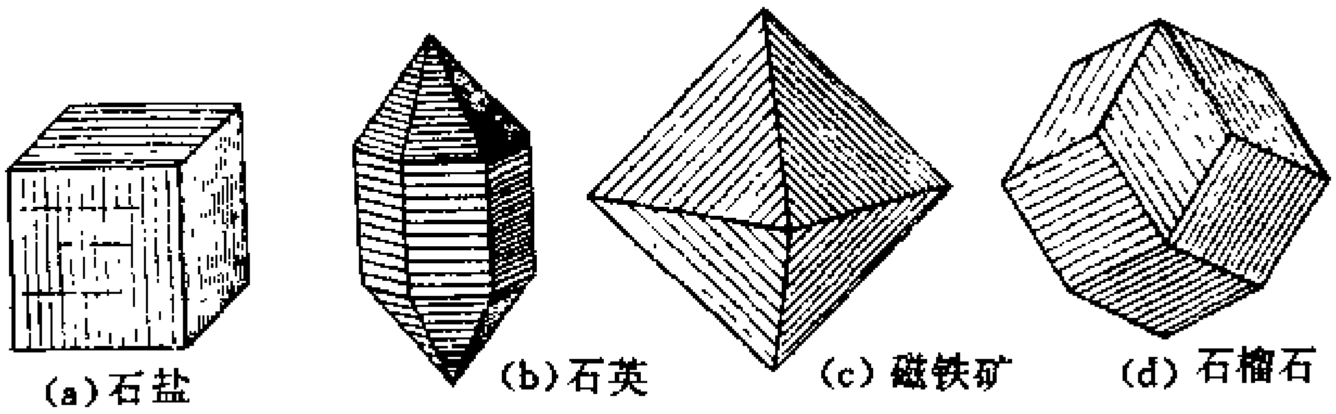
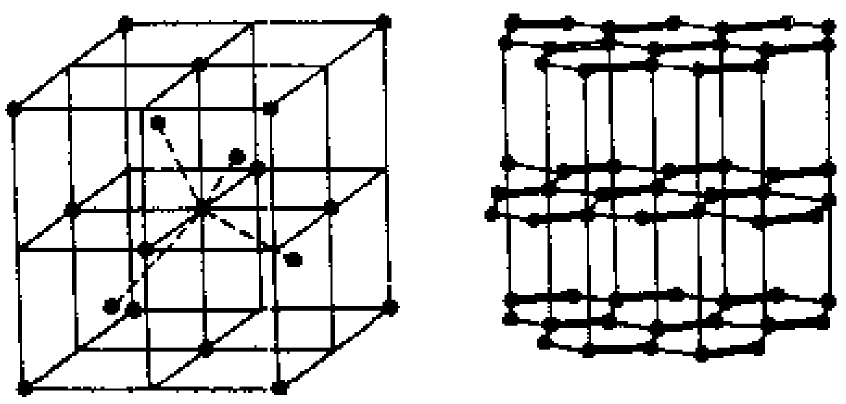


图2.7 几种晶体

著名俄罗斯学者费德洛夫(E. C. Федоров)于19世纪末奠定了晶体学说的基础。对于多样的晶体形态，他提出了晶体中质点空间分布的230条规则。用现代方法，包括X射线衍射方法对晶体的研究确认了他的精妙结论。此外，现代方法提供了确定基本晶胞结构的类型、大小和质点间距离的可能性。按照复杂程度可以将多样化的晶体大致划分成六大类或六大体系，被称为晶系：(1)立方；(2)正方；(3)六方，又可分成六方和三方两个亚系；(4)斜方；(5)单斜；(6)三斜。

物理-化学和热力学条件对于矿物晶体结构的形成有重要意义。在不同的条件下，相同成分的物质可以生成不同形态的晶体。例如在高温下石英属六方亚晶系，而在较低温度下则属三方亚晶系。石墨和金刚石是另一个例子，两者都由纯碳组成：石墨是一种最软的矿物（硬度是1），构成六方晶系的板状晶体；而金刚石是最硬的矿物（硬度是10），属于正方晶系。X射线构



(a) 金刚石　　　　(b) 石墨

图2.8　金刚石和石墨的结构

造研究说明这与原子的不同分布状况有关(图2.8)。

化学成分相同的固体物质形成结晶格架和形态不同的晶体的性能被称为多形现象。

具有质点呈规律分布的晶体乃是一种非均质体(非均匀性质体),它的几乎所有物理性质(导热性、导电性、硬度、内聚力等等)在一个方向上表现一致,而在不同方向上表现出差异。玻璃质体则与此不同,组成它的质点做无规则的分布,在所有方向上的物理性质均一致。所以玻璃质矿物被称为均质体(均匀性质体)。

3. 矿物的生成和分类

矿物按生成条件可分成两大类:

- 内生矿物。其生成与发生在地壳内部和上地幔中的过程有关,如岩浆作用和变质作用。
- 外生或表生矿物。在地壳的上层及其表面形成,其生成与外营力作用相联系,如风化作用和从水体中沉淀等。

在阐述地动力过程的章节中可以找到关于内生和外生矿物形成的叙述。

现在已知的天然矿物在2500种以上,这还不包括变种,但只有其中的一小部分(近50种)具有造岩意义,它们被称为造岩矿物。其余的矿物在岩石中只以少量混入物的形式出现,被称为副矿物。

矿物分类基于化学组成和结晶结构。最主要的造岩矿物和金属矿物可以分成几类:

(1) 自然元素　属于本类的矿物都由一种化学元素构成,大约有45种,它们只占地壳重量的0.1%。这类矿物有自然金、银、铜、铂、石墨、金刚石、硫等等。

(2) 硫化物　由各种元素与硫结合成的化合物构成,在地壳中也只占很小的分额,但构成一系列重要的铅、铜、锌、钼等金属矿产。属于硫化物的矿物有:黄铁矿 FeS_2,黄铜矿 $CuFeS_2$,方铅矿 PbS,闪锌矿 ZnS,辉钼矿 MoS_2,辰砂 HgS(阿拉伯人称龙血)等等。

(3) 卤化物　这类矿物在化学上是卤-氢氧化物,以氯化物和氟化物最普遍。属于此类的矿物有石盐 NaCl,钾盐 KCl,光卤石 $MgCl_2KCl \cdot 6H_2O$ 和萤石 CaF_2。

(4) 氧化物和氢氧化物　此类矿物包括各类元素与氧和氢氧根 OH 所构成的化合物,又可分成两类:

- 硅的氧化物和氢氧化物(石英组);
- 金属氧化物和氢氧化物。

石英(SiO_2)是地壳中分布最广泛的一种矿物,约占地壳总重量的12%,它加入到几乎所有成因的岩石之中。含 OH 的硅氧化物矿物称为蛋白石 $SiO_2 \cdot nH_2O$。

金属氧化物和氢氧化物构成一系列重要的金属矿物——磁铁矿 $Fe \cdot Fe_2O_4$,赤铁矿 Fe_2O_3,

刚玉 Al_2O_3，铬铁矿 $FeCr_2O_4$，沥青铀矿 UO_2；氢氧化物有：褐铁矿 $F_2O_3 \cdot nH_2O$，是一种成分近于针铁矿 FeO·OH 的复杂矿物集合体，水针铁矿 $FeO \cdot OH \cdot nH_2O$；氢氧化铝（组成部分铝土矿）——水铝矿 $Al(OH)_3$，水硬铝石 AlO(OH)等。

（5）碳酸盐　碳酸盐矿物有，方解石 $CaCO_3$，透明者称冰洲石，白云石 $CaMg(CO_3)_2$，菱铁矿 $FeCO_3$，菱镁矿 $MgCO_3$。

（6）磷酸盐　其中最有实际意义的是磷灰石 $Ca_5(F,Cl)[PO_4]_3$和化学成分与之相近的隐晶磷酸钙——磷钙土。

（7）硫酸盐　属于此类矿物的有硫酸盐类，如石膏 $CaSO_4 \cdot 2H_2O$，硬石膏（或无水硫酸钙）$CaSO_4$、芒硝 $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$，重晶石 $BaSO_4$。

（8）钨酸盐　黑钨矿 $(Fe,Mn)WO_4$和白钨矿 $CaWO_4$属之。

（9）硅酸盐　包括了地壳中分布最广的造岩矿物，其化学组成非常复杂，参与构成所有类型的岩石，特别是火成岩和变质岩。这类矿物约占已知矿物的1/3。根据资料，硅酸盐加上结构也属于硅酸盐的石英构成地壳总重量的90%以上。只是由于结晶化学研究的进展，建立了结构与化学组分之间的紧密关系，才得以对复杂的硅酸盐矿物进行精细的分类。

组成四面体的 SiO_4^{4-}是所有硅酸盐矿物结晶格架的基础，它们的不同组合方式决定着硅酸盐的结构。按内部结构，所有的硅酸盐矿物被分成岛状的、环状的、链状的、带状的、层状的和架状的（图2.9）。以下只就最重要的造岩矿物予以叙述。

● 岛状硅酸盐。相互孤立的四面体 $[SiO_4]$加上其他元素的离子所构成。其中分布最广的是橄榄石 $(Mg,Fe)_2[SiO_4]$。

● 环状硅酸盐。其特征是其中的硅氧四面体相互连接，构成封闭的环，如绿柱石 $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$，堇青石 $(Mg,Fe)_2Al_3[Si_5AlO_{18}]$。

● 链状硅酸盐。四面体组成连续的链，属于此类的有辉石。3个化学成分更复杂，部分硅被铝置换的矿物是紫苏辉石 $(Mg,Fe)_2[Si_2O_6]$，普通辉石 $(Ca,Na)(Mg,Fe^{2+},Al,Fe^{3+})[(Si,Al)_2O_6]$和透辉石 $CaMg[Si_2O_6]$。

● 条带状硅酸盐。硅氧四面体构成相互独立的条带。化学成分复杂多变的闪石类矿物属于此类，分布最广泛的是角闪石 $(Ca,Na)_2(Mg,Fe^{2+})_4(Al,Fe^{3+})(OH)_2[(Al,Si)_4O_{11}]_2$。

● 层状硅酸盐。构造上表现为许多条带连结成一个连续的层，其中有重要造岩意义的有：白云母 $KAl_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$，是一种含钾的无色云母，它的一个变种是细小鳞片状的绢云母，有丝绢光泽；黑云母 $K(Mg,Fe)_3(OH,F)_2[AlSi_3O_{10}]$，为一种黑色的含铁、镁的云母；蛇纹石 $Mg_6(OH)_8[Si_4O_{10}]$，滑石 $Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$以及成分变化较大的含铁、镁的铝硅酸盐矿物——绿泥石也都属于此类。

蛇纹石、滑石、绿泥石都在变质作用过程中形成。变质作用发生在热的溶液和气体作用于超镁铁质岩石（$SiO_2 < 45\%$）。含水的粘土矿物也归属于层状硅酸盐矿物，常含有结晶水和吸附水，它们在各种岩石的风化作用过程中形成，特别是含有长石、云母和其他矿物的火成岩和变质岩遭到风化作用时产生粘土矿物。粘土矿物有：高岭石 $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$，有微粒致密块状者，也有土状、粉末状者；多水高岭土 $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10} \cdot 4H_2O]$；胶岭石 $(Mg_3,Al_2)[Si_4,O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$；绿高岭石或铁胶岭石 $(Fe,Al_2)[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$；拜来石 $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$。胶岭石、拜来石、绿高岭石及其变种组成胶岭石组，在风化壳和土壤中有着广泛的分布。

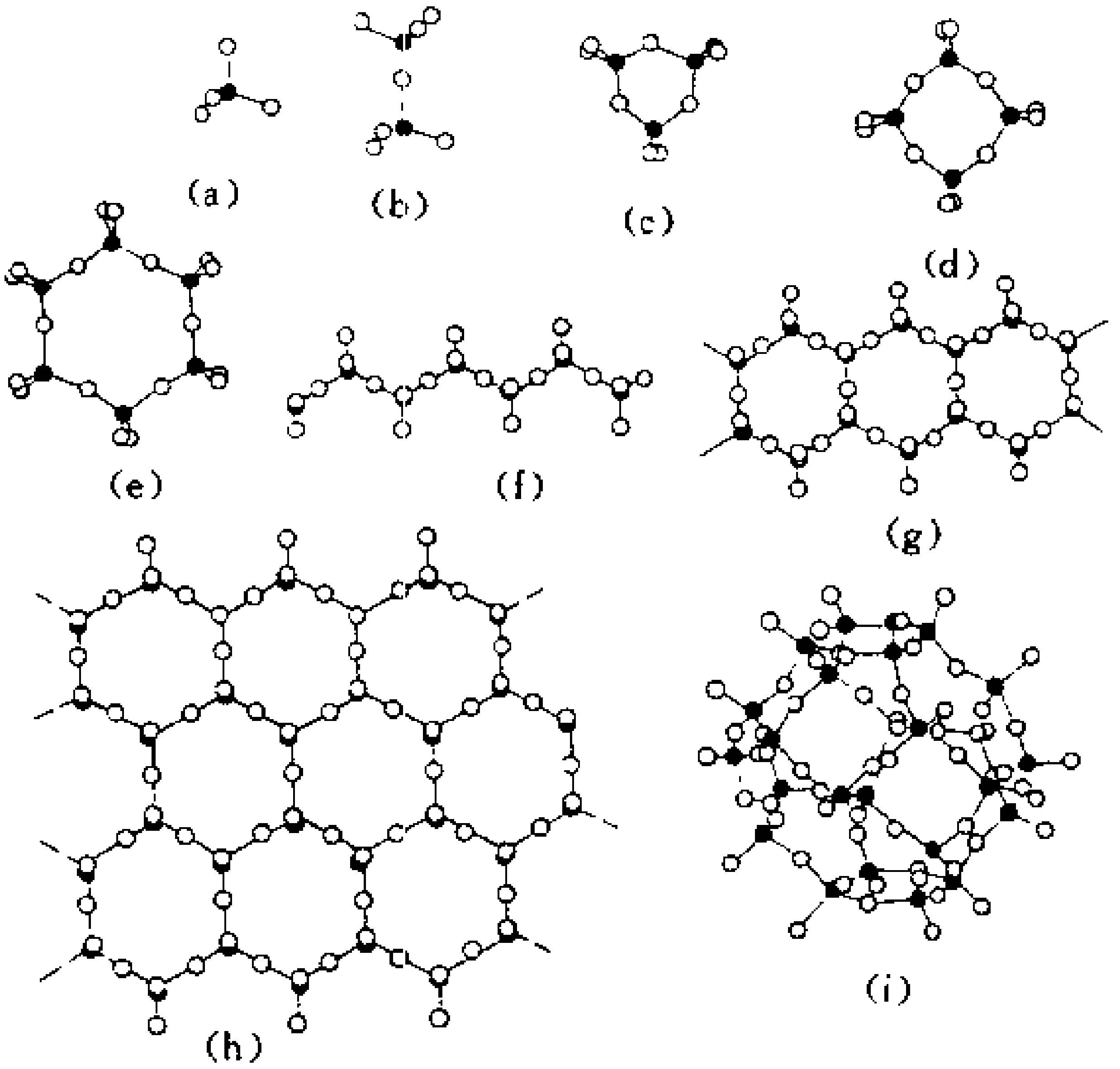


图2.9　硅氧四面体组合的类型

(a) 硅氧四面体，(b) 2个硅氧四面体，(c) 3个硅氧四面体组成的环，(d) 4个硅氧四面体组成的环，(e) 6个硅氧四面体组成的环，(f) 链，(g) 带，(h) 层，(i) 架

水云母由云母变化而来，处于云母和胶岭石类矿物之间。这些水白云母、水黑云母矿物的特征是富含 H_3O、OH、H_2O，成分复杂多变。一种水云母的分子式是 $(K,H_3O)Al_2[(Al,Si)_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$。

蓝闪石是一种含水的 K，Fe，Al 硅酸盐，也属于层状硅酸盐，近似的分子式是：$K(Fe,Al,Mg)_3(OH)_2[AlSi_3O_{10}] \cdot nH_2O$。

● 架状硅酸盐。包括最重要的造岩矿物——长石类，其中硅氧四面体的4个顶点都相互连接，构成架状。

长石类矿物占地壳总质量的50%以上，分成钾-钠长石和钙-钠长石或斜长石。正长石 $K[AlSi_3O_8]$ 属于前者，在正长石的一些变种中钾被钠部分置换。斜长石是类质同象的一个连续系列矿物，包括钠长石、更长石、中长石、拉长石、培长石、钙长石。两个端元组分为钠长石 $Na[AlSi_3O_8]$ 和钙长石 $Ca[Al_2Si_2O_8]$。该系列的所有中间组分都是钠长石和钙长石分子不同比例的混合物，从钠长石到钙长石 SiO_2 的含量从68.8%减少到43.28%，相应地可以将斜长石划分成酸性（钠、更长石），中性（中、拉长石）和基性的（培、钙长石）。

在碱性岩浆岩中发育了一类似长石矿物，它与长石类的化学成分相同，但 SiO_2 含量较少，其中最为常见的是霞石 $Na[Al \cdot SiO_4]$。

在长石类矿物（钠-钙长石系列）和其他许多硅酸盐矿物中都广泛发育**类质同象**现象。所谓类质同象是指相近成分的化合物中元素可以相互替代而形成晶体形态相同的一系列混合矿

物。最简单的例子是电价相同、半径相近的离子之间的替代。这种情况发生在橄榄石中。在岛状硅酸盐中有一个类质同相系列，一个端元组分是纯镁矿物镁橄榄石 $Mg_2[SiO_4]$，另一个端元是纯铁矿物铁橄榄石 $Fe_2[SiO_4]$。两端元之间有一系列混合矿物，如橄榄石 $(Mg,Fe)_2[SiO_4]$，这里部分镁被铁替代，或说部分铁被镁替代，替代关系反映在分子式中。但常常可以遇到复杂得多的类质同象现象，这里相互替代的是一组离子，如像在斜长石中那样，在钠长石和钙长石之间，类质同象置换的是 $Na^{+}+Si^{4+}$ 与 $Ca^{2+}+Al^{3+}$。在这种情况下，相互替代的离子组总的电价是一致的。角闪石类矿物中可以看到更为复杂的类质同象置换。对于硅酸盐矿物和其他一些矿物来说多形现象也是特征的。

4. 关于矿物共生组合的概念

古代的采矿工人已经发现了在矿床中有经常共生在一起的系列矿物，渐渐积累起了丰富的矿物自然有规律地组合在一起的事实资料，给这种"矿物产在一起"的现象一个术语——共生组合。同时还建立起一个概念，即在同一块矿石中可以找到在不同时间、不同条件下形成的矿物组合，也就是说一个矿物组合可以叠加在另一个矿物组合之上，每一个形成矿物的过程有自己的矿物组合规律。多金属矿床的矿物组合中有闪锌矿、方铅矿、黄铜矿和银矿。根据伴生矿物，运用矿物共生组合的知识可以减轻找矿的难度，在雅库特地区根据与金刚石伴生的镁铝榴石而发现了金刚石原生矿床就是一个很好的例子。

构成地壳的岩石在大多数情况下都是矿物集合体，在很少的情况下只由单一矿物的颗粒组成。由多种矿物构成的岩石称多矿物岩石，而由单一矿物构成者称单矿物岩石。岩石的矿物组成、构成和产出形态反映它的形成条件。岩石构成由构造和结构所决定。岩石的构造是指岩石内部构成的特点，与结晶程度、构成岩石的各种矿物颗粒绝对和相对的大小，形状以及颗粒之间结合的方式等有关；结构是指形成岩石的微细单元的空间分布关系。按形成条件可将岩石分为三大类：

● 岩浆岩。是含挥发分的硅酸盐熔体——岩浆侵入地壳(侵入岩)或喷出地表而形成的。

● 沉积岩。是先已形成的岩石经外营力作用破坏的产物又经过机械的或化学的沉积而形成的岩石，生物的活动和死亡也参与其形成过程。

● 变质岩。是指任何一种岩石在高温和高压作用或从深部来的气体和溶液作用下被改造所形成的岩石。

这里简述有关岩石及其名称，以便理解地壳及其以下地幔的构成(详见第10，15，16章)。

(1) 火成岩　主要由硅酸盐构成，按 SiO_2 的含量可将其分成4类。对每一类首先说侵入岩，然后再说喷出岩，也就是与侵入岩相当的喷出岩。

● 酸性岩。SiO_2 含量>65%，花岗岩和流纹岩属之，这是一类由石英和长石构成的岩石。

● 中性岩。SiO_2 含量65—52%，包括闪长岩和安山岩，这类岩石中无石英，由钠-钙斜长石和占15—30%的暗色矿物所组成(角闪石，常有普通辉石和黑云母)。

● 基性岩。SiO_2 含量52—45(40)%，辉长岩和玄武岩(粗玄岩)，由基性斜长石和暗色矿物(占30—50%)组成，最典型的暗色矿物是辉石。

● 超基性岩。SiO_2 含量最低(<45—40%)，橄榄岩和苦橄岩，是一种无长石矿物的岩石，由镁-铁硅酸盐矿物——橄榄石、辉石所组成。

(2) 沉积岩　覆盖了大陆表面积的近75%，而且大都是从海水盆地中形成的。按成因标志可分成三类：

● 碎屑岩。按碎屑的大小可以分成：粗屑的松散沉积（巨砾、碎石、砾石、细砾石）和胶结的沉积岩（砾岩、角砾岩、细砾岩）；中屑的砂和砂岩；细屑的粉砂和粉砂岩。

● 泥质岩。分布最广（约占沉积岩总量的50%），由很细的质点组成（从0.01到0.005—0.001 mm），被压实的粘土岩称泥岩。除粘土外还有各种成因的、含一定量粘土质点的砂质粘土以及特殊类型的砂质粘土——黄土。

● 化学的和生物的岩石。其中分布最广泛的是碳酸盐岩——石灰岩、白云岩、泥灰岩等，分布不广泛的有硅质岩——碧玉岩、硅藻土、蛋白土等。属于化学成因的岩石有岩盐、芒硝、石膏等。煤系列是一类特殊的岩石，由于生物物质不同程度的解体和二氧化碳含量之不同，有泥炭、褐煤、石煤、无烟煤等。油页岩属于碎屑和生物来源物质相混合的岩石。

(3) 变质岩　随着变质程度的增强（温度和压力提高），可以出现以下变质岩：泥质页岩，千枚岩、结晶片岩、角闪岩和片麻岩（由沉积岩形成副片麻岩，由火成岩形成正片麻岩）。石英砂岩遭到变质可形成石英岩，石灰岩和白云岩则变成大理岩。较高程度的区域变质作用产生麻粒岩，最高程度的变质岩为由辉石（绿辉石）和石榴石组成的榴辉岩，以密度最大为特征（3.3—3.1 g/cm^3）。角岩和矽卡岩属接触变质岩石。

2.4 地壳的构成

地壳由产于莫霍面以上的不同类型的岩石——沉积岩、火成岩和变质岩构成。地壳组成中不同类型岩石的相互关系随地表形态和构造而变化（图2.10）。在大陆范围内有平原和山区，在大洋中有水下的大陆边缘（0—200 m 左右深的大陆架和从200 m 到2.5—3 km 深的大陆坡）、深海平原（深度一般在4—6 km）、深海沟（深达10—11 km 以上）以及大洋中脊。

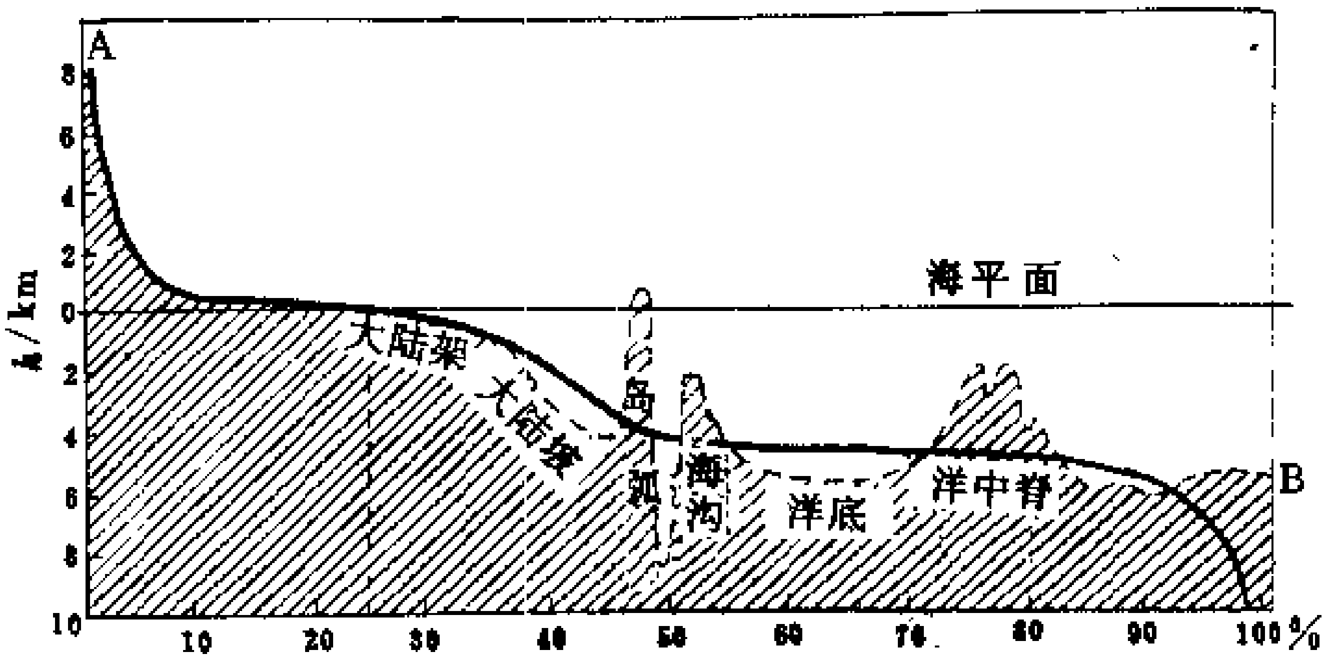


图2.10　地势曲线(A)和综合的洋底剖面(B)

在地球物理研究的早期曾分出两类地壳，即大陆壳和大洋壳，后来又建立了两类地壳——亚陆壳和亚洋壳，它们对于大陆和大洋的过渡带和边缘海、内陆海是特征的（图2.11）。

1. 大陆型地壳

大陆型地壳（见图2.11之Ⅱ，Ⅳ）有不同的厚度，在大陆的平原——地台区厚度是35—40 km。在年轻的的造山区为55—70 km，最大的厚度可达70—75 km，在喜马拉雅山和安第斯山区达到此厚度。在大陆型地壳中有两个主要构成部分：

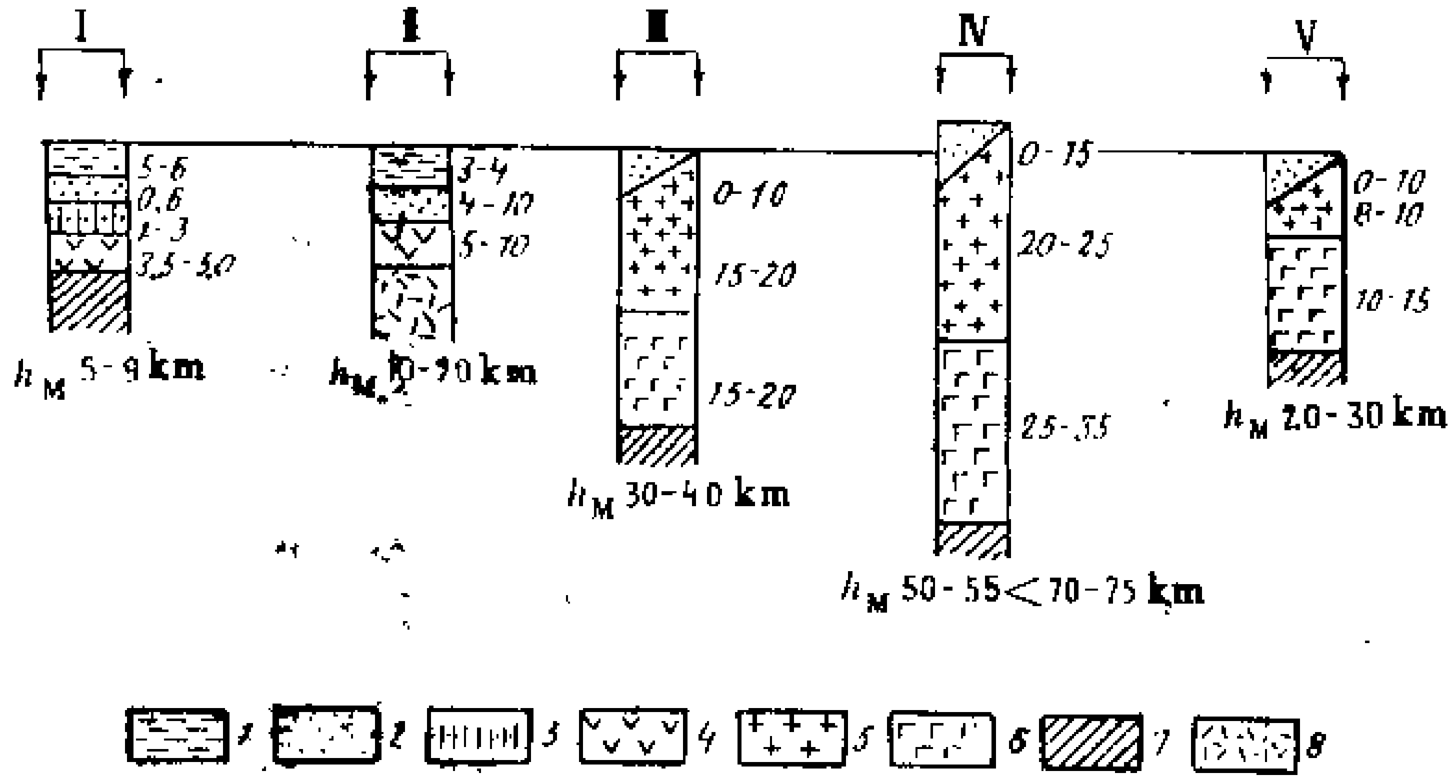


图2.11 地壳的构成

I 洋壳(洋底)，II—亚洋壳(海盆)，III—地台区陆壳，IV—造山带陆壳，V 亚陆壳(岛弧)；1—水层，2—沉积层，3—洋壳的层2(玄武岩夹沉积岩层)，4 洋壳的层3，5 陆壳"花岗岩(花岗-变质岩)层"，6—陆壳"玄武岩(麻粒岩-基性岩)层"，7—正常地幔，8—密度减小的地幔

- 由沉积岩构成的部分；
- 由火成岩和变质岩构成的固结部分。

后者常再分成两层："花岗岩层"和"玄武岩层"。固结地壳的上层还称为花岗-片麻岩或花岗-变质岩层，这是从出露于地表的结晶地盾的研究所得出的。"玄武岩层"的名称来源于这一层的地震波速对于广泛分布的玄武岩类岩石是特征的这一事实，然而相似的波速对于高度变质的岩石(麻粒岩)也是特征的。因此这一层也称为麻粒岩-基性岩层。迄今尚没有钻孔穿到这一层，而被称为康拉德面的花岗-片麻岩层和麻粒岩-基性岩层之间的界面在一些地区表现得不清楚。

沉积层中地震波传播的速率平均为3—5 km/s，而在花岗-片麻岩层中为5.5—6.5 km/s，在麻粒岩-基性岩层中为6.6—7.2(7.4) km/s。地壳所有的层都有厚度变化。沉积层的厚度变化在零(地盾区)和5 km(平原区)之间，只是在固结地壳的巨大坳陷区才达到8—10 km，甚至更厚。在造山区的山前和山间坳陷中，沉积层可以达到15—20 km。花岗-片麻岩层的厚度变化在10—25 km 之间，厚度与各地地壳总厚度有关，在平原区大约是15—20 km，在山区20—25 km。麻粒岩-基性岩层的厚度也是变化的，在地台区一般10—15至20 km(最常见的是15—20 km)，在造山区达到25—35 km。

近年的地球物理研究和深度达到12 km 以上的科拉半岛超深钻的资料说明，地壳的构成可能是另一个样子，并给出了新的模型。

在新模型中大陆地壳的固结部分(沉积层以下)与上述的两层模型不同，分出了三层(图2.12)。据地震波速，地壳结晶基底的表面(K_0)和莫霍面(M)是全球性界面。在地壳的固结层内部又分成三层，上层、过渡层和下层分别被 K_1 和 K_2 所分开。在许多地区界面 K_1 的深度为10—15 km，该界面以上纵波速率为5.9—6.3 km/s，以下为6.4—6.5 km/s。过渡层和下层之间的界面 K_2 也相当稳定，该界面以下的纵波速率为6.8—7.0 km/s。在上面的两个层中还可以观测到分层性，根据成分和物理参数，上层具有垂直的分划性和分异的断块构造特征。波速与

上层差别不大的过渡层中以含有薄的近水平的分层性为特征，在其中可以观测到地震波速降低的夹层(近于6 km/s)，其密度降低，电导率升高。这些情况使学者们有理由将过渡层看成一个软弱层，并推测沿着它可以有物质的水平运动。

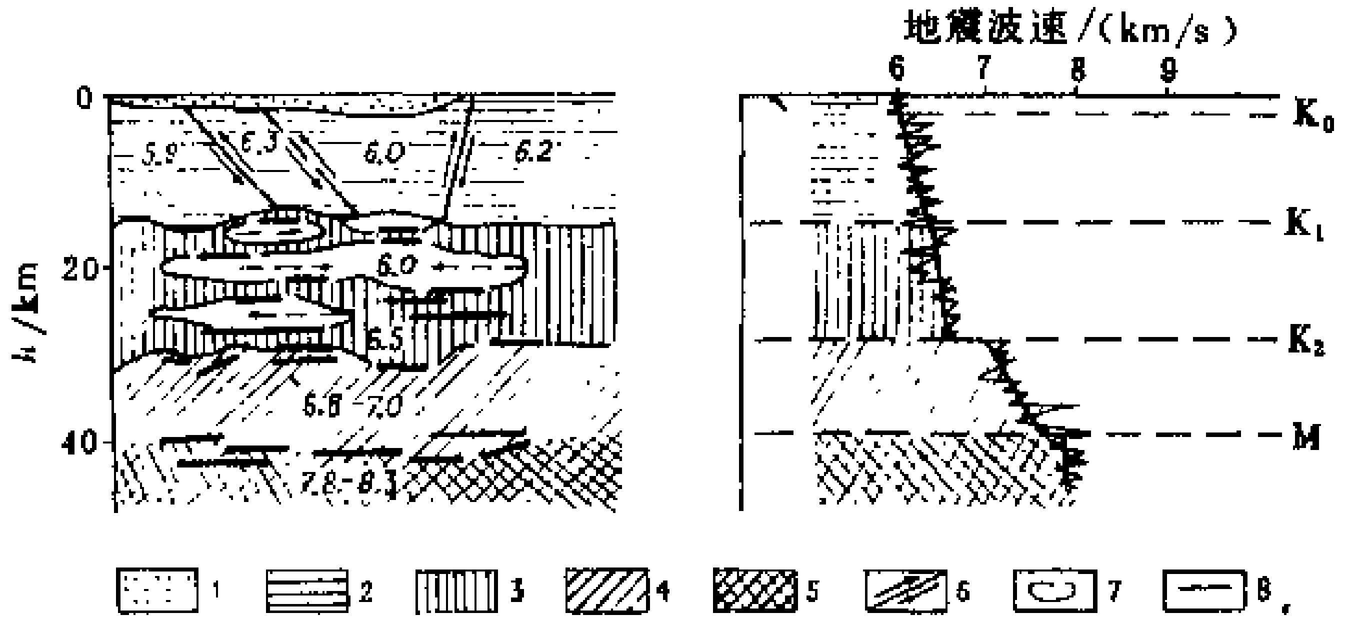


图2.12　大陆地壳速度模型(据巴甫连柯娃，Н. П. Павленкова)

1—沉积层；固结地壳的构造层：2—上层，3—过渡层，4—下层，

5—地幔，6—地块可能的运动方向，7—低速带，8—反射界面区

在图2.12的右部，复杂锯齿状曲线表示地震波速在随深度总体增加的背景下的变化，可以看出在一些段落处是减小的。对比了各种地球物理资料以后，作者得出"不同的层由不同成分的岩石构成"之结论：在下层，发育的是麻粒岩相的变质岩、基性(辉长岩)或超基性火成岩；至于上层和过渡层的岩石，可以推断为以酸性火成岩为主(加上酸性变质岩)。

2. 大洋型地壳(见图2.11之Ⅰ)

发育在大洋地区，其厚度和组成明显区别于大陆型地壳，其中缺失花岗-片麻岩层。大洋型地壳的厚度变化在5—12 km之间，平均6—7 km，它由三层构成：

● 第一层(上层)为大洋松散沉积层，厚度几百米到1 km，在很少情况下更厚，在其中传播的地震波速<3 km/s；

● 其下为第二层，厚度1至1.5—3 km，地震波速为4—4.5 km/s。据钻探资料，组成它的岩石以玄武质熔岩为主，硅质岩和碳酸盐岩为次要的夹层；

● 第三层厚度3.5—5 km，尚未被钻探揭露，地震波的传播速率为6.3—6.4 km/s。水下采掘得到的样品表明，这一层由基性(辉长岩)和部分超基性岩(橄榄岩)组成，部分辉长岩变质成了角闪岩。

3. 亚洋壳(见图2.11之Ⅱ)

分布在深的边缘海和内陆海地区，如里海的南部、黑海、地中海、鄂霍茨克海等。这类地壳的特点在于沉积层特别厚，可达4—10 km(局部达15—20 km)，而沉积层又直接盖在地震波速为6.0—6.4 km/s、厚度近于5—10 km的层上。亚洋壳的总厚度变化在10—20 km，有的是10—25 km之间(主要由沉积层的厚度所决定)。类似结构的地壳在一些大陆内部的深坳陷区也有发现，如近里海低地的中部。

4. 亚陆壳(见图2.11之Ⅴ)

发育在岛弧(阿留申、库页岛等等)和大陆边缘地区，其构成与大陆型地壳相近，但厚度较小，约20—30 km。岛弧亚陆壳的特点是地壳的固结部分分层不明显。在大西洋型被动陆缘区，

大陆型地壳继续延伸，在大陆边缘处厚度逐渐减小，而花岗-变质岩层在大陆坡范围内完全尖灭。

许多地震学家对前述的大陆型地壳固结部分的二层模型(即分出花岗岩层和玄武岩层，其间为康拉德界面)产生疑问。近年地球物理研究的结果认为，康拉德面的地位完全是不确定的。科拉半岛的超深钻结果也有利于这样的认识，根据地震资料预测，玄武岩层应该在该钻孔达到7 km时被揭露，但未达到预期的结果，纵波速率 $v_p=6.5-6.6$ km/s 的界面被认为是康拉德界面，但钻孔却在单一的变质岩层-花岗片麻岩、角闪岩中穿过。看来预测的地震波速界面不与岩石成分变化相联系，而是与应力场增强所引起的强烈变形和多期变质作用有关，也不排除与流体的影响有关。

如上所述，地壳的构成复杂而多样，这与它不同的形成历史和发生在其中的不同的地质过程有关，许多问题还不甚了了，特别是对大陆型地壳下层的物质组成知道得更少。

2.5 地幔和地核的组成

1. 地幔的组成

地幔的各层是不一样的。关于B层的组成有直接的、但不完全的资料为依据，这一层的深度一直到400 km。这类资料包括：

- 在大陆的表面有局部的超基性火成岩出露，主要是橄榄岩；
- 在玄武岩质熔岩中有超基性岩包体；
- 在大洋断裂带处通过采掘所收集到的样品；
- 大陆上含金刚石的金伯利岩筒的岩石成分；
- 石质陨石的成分(图2.13)。

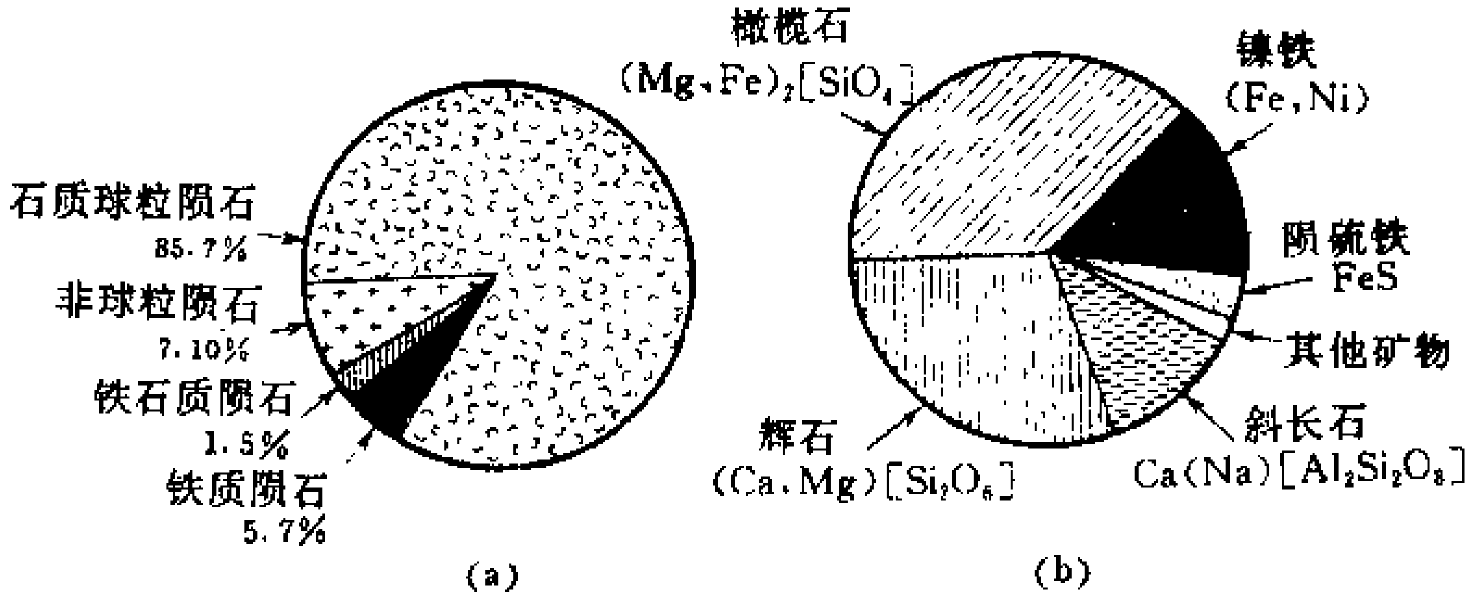


图2.13 各类陨石陨落的相对频度(a)和标准无球粒陨石的矿物成分(b)

高温高压条件下矿物和岩石的模拟实验研究对认识B层的组成也有重要意义。基于上述各方面的资料，大多数研究者们倾向于认为，上地幔由超基性火成岩、各种橄榄岩(橄榄石是它们的主要组成矿物，此外还有辉石和石榴石)组成，作为上地幔B层的主要组成岩石——石榴石橄榄岩的物理性质与莫霍面以下的主要地球物理参数一致，如密度、地震波传播速率等。含金刚石的金伯利岩筒所提供的资料有特别重要的意义，这里除了石榴石橄榄岩之外，还有榴辉岩的包体。按成分，榴辉岩与深成的基性岩——辉长岩相近，但密度高(3.35—4.2 g/cm³)，地震波传播速度也高。基性岩的这种压密，只有在相当于40 km或更深的高压条件下才能达到。根据

现代的资料，含金刚石的榴辉岩和含金刚石的石榴石橄榄岩来自150 km，甚至是200 km 的深处。

上地幔的C层是地震波速和压力增加较快的层。看来在这一层有重要的物质相转变和多形转变发生，这一点也被模拟实验研究所证实。例如四配位的鳞石英，其密度为2.53 g/cm³，在高压作用下转变为属于六配位的、密度更大的变种——斯石英(即每1个Si离子被6个氧阴离子所包围，而不像普通石英那样被4个氧阴离子包围)，同时密度达到4.25 g/cm³。铁、镁硅酸盐的密度和构造也能发生变化。推测在C层中随深度的增加到下地幔，所有的铁、镁硅酸盐矿物都要分解成简单的氧化物，以最简单的结构为特征，以镁橄榄石(镁硅酸盐矿物)的变化($Mg_2[SiO_4] \longrightarrow 2MgO+SiO_2$)为例。这样，在硅酸盐矿物分解成氧化物时可以形成MgO(方镁石)，Al_2O_3(刚玉)，Fe_2O_3(赤铁矿)，TiO_2(金红石)，SiO_2(斯石英)等。

不太相同的解释认为，在C层及其以下的下地幔中发生的是从离子键转变成共价键。仍以镁橄榄石为例，离子键转变成共价键时，离子半径发生了变化，Mg^{2+}的离子半径从0.074增大到0.14 nm，而氧的离子半径从0.136减小到0.055 nm。这样，镁氧离子间的距离从0.21变到0.195 nm，从而使其密度跃增了18%。

2. 地核的成分

地核的成分和物理性质是更为复杂的问题。地核由一个大的有效流体的外核和一个小的固体内核构成(见图2.13)。外核、内核由地震资料明确分开，地核具有大的密度和高的导电性。基于这些特征，很早就提出了地核由铁并混有少量镍组成的想法，并与铁陨石的组分相当。这样，地幔和地核之间的明显界线可以用成分的变化予以解释。然而实验研究表明，在核-幔边界处的压力条件下所得到的铁的密度比根据地球的平均密度计算得到该处铁的密度要大许多。现代的资料提供，地核的密度较在地核温度、压力条件下铁镍熔体的密度小10%。根据这一点有人推测，地核中除了铁镍以外还应该有一些轻的元素，可能是硅或硫。现在许多学者倾向于认为地核主要由铁并混有镍和硫组成，不排除还可能有其他元素(氧或硫)存在。此外还有关于外地核的组成和状态的另一些观点，例如推测外地核由氧化铁(FeO)组成，它不仅是熔体，还相转变成密度更大的金属相。有人在1×10^{11} bar①的压力下做实验，实现了这样的相转变，并观测到原子突然转变成新的、密度更大和原子之间有更强联系的构造。

① bar(巴)为压力单位，1 bar＝10^5 Pa——编者注。

第 3 章　地球的年龄和地质年代学

地质学是一门历史性学科，它的主要任务之一是恢复地球发展历史，即确定地球形成的时间、发展的顺序和所有地质事件的阶段性。

地质学中各种事件的时间往往只有大致的说法，如更老一些、更年轻一些，即时间的相对关系。例如古生代较中生代老，或者说地球历史中的石炭纪较二叠纪更靠前。这样的地质历史划分被称为相对地质时代。

地质历史划分阶段的单位（按从长到短的顺序）是宙、代、纪、世、期。虽然其中有些词是从历史年表中借用来的（如代、期），但两者并不等同。与历史上的纪年相比，地质历史纪年单位要长得多。但短的纪年单位在地质学中也不可缺少，因为与以千年或百万年计的长期发展的地质过程相伴的，也有延续时间很短的地质过程，如地震、塌方等。这些过程完成得很快，往往在几秒、几分钟的过程中就完成了。

近几十年来，岩石的绝对年龄（以年为单位）测定方法发展起来了，离现代越近的时期，其年代测定的准确度也越高。

3.1　相对地质年表及其建立的方法

地质事件被记录在岩石中，地壳中的沉积岩和火山岩以层或透镜体的形态产出。

地质学中研究地壳中层与层之间的关系和顺序的分支是地层学。从地层学分析中导出建立相对地质年表的地层学方法。运用这个方法可以对比和追索地层，根据岩性的相似性，甚至可以追索互不联接的、相距甚远的地层。这样的划分、对比方法称岩石地层学方法。

1669 年斯坦诺（N. Steno）提出了地层层序律。根据这条规律，位于下面的沉积岩层时代老，或者说比位于上面的岩层形成得早。这样就有可能确定地层形成的相对顺序，这也意味着可能确定与地层形成相关的地质事件的顺序。成层的历史顺序有时被破坏，造成有些层缺失，如图 3.1 柱状剖面 D 中缺失了泥岩。这种现象被称为地层间断，一般来说它是由形成 1 层以后和开始形成 3 层以前这段时间中发生过的剥蚀作用所造成的。

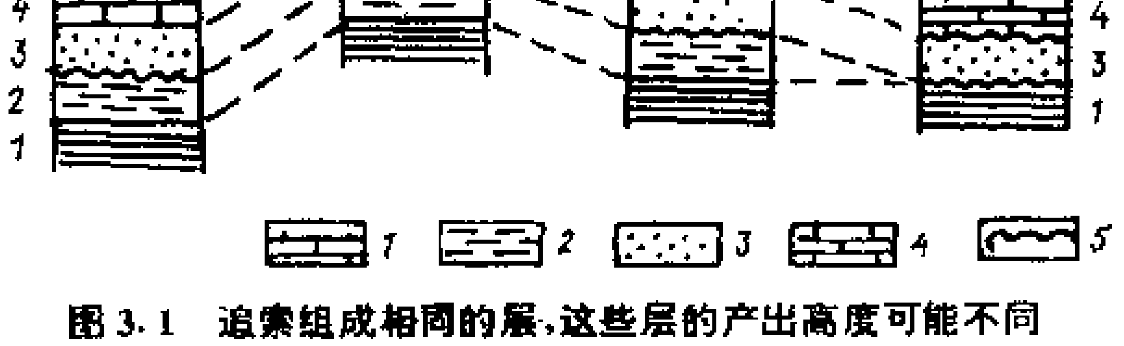


图 3.1　追索组成相同的层，这些层的产出高度可能不同

1—海相页岩，2—海相泥岩，3—陆相砂岩，4—海相灰岩，5—侵蚀面

地层间断的分析有助于剖面上大的阶段的划分。很常见的是在地层剖面中相似的层或一组层有规律地重复，这是一定的沉积环境重复出现的反映。在这种情况下产生剖面的韵律性或周期性特征。剖面中韵律(周期)的划分及其形成顺序被称为韵律地层。新老韵律的岩石物理性质上常有差异(密度、弹性等等)。这样就可以根据地球物理(地震学)研究，将它们划分出来。这种划分的方法称为地震地层学方法。运用这种方法可将掩盖于地下或海底而不能直接观察的地层层序划分出来。

生物地层学或古生物学为确定岩层顺序和相对时代年表提供最基本的方法。这个方法最早是史密斯(W. Smith)在19世纪初提出的，以后又被居维叶(G. Cuvie)和布朗尼亚尔(A. Brongniart)所完善。

在大多数沉积岩中可以碰到动物或植物的遗体或遗迹。拉马克(J. B. Lamarck)和达尔文(C. R. Darwin)关于生物进化的研究工作确认，动物、植物在生存竞争中，为了适应不断变化的环境而在地质历史时期中逐渐完善着自己。一些动物和植物在地球发展的一定历史阶段完全绝灭，而另一些更完善的动物、植物取而代之。如此，可以根据在某一层中发现了生活在较早时期的、较为原始的生物遗迹判断该层具有较老的年龄。

在发现了动物界、植物界中有继承关系以后，就可以成功地利用它们的遗迹确定最近700 Ma以来(有时还可以更老一些)沉积岩形成的顺序，在一定程度上还涉及到火山岩。那些存在地质时间较短、同时又广布于各大洋和海，或者各大陆的生物门类，在古生物学方法中具有重要意义。这样的生物种、属起着地质历史中特殊的标志作用，它们被称为标准化石。大陆沉积物的标准化石是脊椎动物(恐龙、鸟类、象和古人类等)，还有植物；在海洋沉积中是笔石、腕足类、头足类(菊石、箭石等)。然而大的标准化石相当难找，所以近些年来在一些小型生物中找标准化石。这些小型生物的壳在海洋各带的沉积岩中大量存在，最原始的一些生物，如有碳酸钙壳的有孔虫、有硅骨骼的放射虫等都属于这类标准化石。不久以前人们学会了从岩石中分离和在显微镜下鉴定非常微小的生物——只有10^{-9} m大小的浮游生物(图3.2)。

在植物遗迹中已运用植物的孢子和花粉，在大陆和大洋沉积物中都可以碰到。

岩石和矿物，特别是铁磁性矿物在地球磁场中形成的时候，获得了感应磁性，从而有了自己的磁场。这种特性被称为磁化。岩石产状相对于地磁场的方向改变了，或者地磁场本身的方向改变了，但“感应”磁化则可以保留。这是天然的剩余磁化，称之为古地磁。剩余磁化保留了在它形成时候的磁场极性——方向。已经确立，在地球历史中磁场极性曾发生过多次改变，极性改变时磁南、北极对调位置。极性改变被记录在岩石的剩余磁化方向的改变中。现已建立了磁极转变期的年表，即古地磁年表(表3.1)。这是岩石地质年代划分的一种补充方法，对洋底火成岩的划分有特别重要的意义(见第10章)。

表3.1 地质年代和地层划分*

宙（宇）	代（界）	纪（系）	世（统）	绝对时间划分，Ma 纪的起止时间	纪的延续时间	世的延续时间	古地磁年表 黑色为正极性期	符号，颜色
显生宙	新生代	第四纪	更、全新世	1.7	1.7			Q, 亮黄色
		新第三纪	上新世		21	4		N, 暗黄色
			中新世	23		17		
		老第三纪	渐新世		42	12		₽, 橙黄色
			始新世			18		
			古新世	65		11		
	中生代	白垩纪	晚		70			K, 绿色
			早	135				
		侏罗纪	晚		55-60	24		J, 蓝色
			中			18		
			早	190		18		
		三叠纪	晚		40	24		T, 紫色
			中			10		
			早	230		6		
	古生代	二叠纪	晚		55	18		P, 黄-赭色
			早	285		37		
		石炭纪	晚		65	10		C, 灰色
			中			23		
			早	350		32		
		泥盆纪	晚		55	20		D, 赭色
			中			15		
			早	405		20		
		志留纪	晚		30	15		S, 灰绿色
			早	435		15		
		奥陶纪	晚		45	12		O, 橄榄色
			中			20		
			早	480		13		
		寒武纪	晚		90	30		Є, 蓝绿色
			中			30		
			早	570		30		
元古宙	晚	文德纪		680	110			V, 玫瑰色
		甲非纪		1650	970			R, 赭-玫瑰色
	早			2600	950			PR_1, 深赭-玫瑰色
太古宙	晚				>900			AR, 紫红色
	早			>3500				

* 分格不分时间长短，无比例。

3.2 绝对地质年代学及其方法

绝对地质年代学是关于以通常的绝对天文单位——年表达地质时间量度的方法。绝对地质年代学确定所有地质事件的发生、结束的时间和延续的长短。因为地质事件的年代是根据岩石和矿物的年代确定的，所以它首先要研究岩石和矿物形成或改造（变质作用）的年代。绝对地质年代学对火成岩和地球发展早期阶段所形成的岩石的年代测定有特殊重要的意义，因为对于这些岩石来说，相对地质年代法几乎无用武之地。绝对地质年代学在确定地质事件的时代时具有很高的准确度，作为放射性计时的方法，它首次提供了确定地球年龄的可能性。

借助于地球历史中季节（年）变化的分析，有可能确定那些短期事件发展的时间，这被称为季节-气候方法。

1. 季节-气候方法

地质过程，尤其是生物过程的发展与气候的季节（年）变化有关，例如树干中的年轮在石化了的树干中也有保留。这样的年（季节）生长微层在钙质的珊瑚骨骼中也存在，在珊瑚骨骼中除年生长微层外尚有昼夜生长微层（夜间生长微层更薄一些并呈暗色），这样就可以确定该珊瑚钙质骨骼是在多少年、甚至是多少天的过程中形成的。

美国学者威尔斯（J. Wells）在研究古四射珊瑚的基础上得出结论，在泥盆纪时一年是 400 天，在三叠纪时是 380 天，这证明地球在这两个纪时自转速率较现在快。年生长层有时在河漫滩和河口形成的沉积岩中，更常在湖的纹泥或纸片状页岩中发现。每一年生长层由砂和泥两层构成：砂在春天的冰雪融化时被带到湖中，在湖底沉积较粗的砂粒，形成砂层；冬天物质的带入停止，这时只沉积那些尚未沉积下来的细泥，这时形成泥层。下一年又形成重复的双层。瑞典学者在本国的湖沉积剖面中数出了 33000 层，确定沉积物在 16500 年中形成。换言之，沉积层不仅能证明形成顺序而且可以提供形成这些层的时间长短。用同样的方式可以推算含盐地层形成的时间，因为盐层的沉积只发生在夏季。但遗憾的是这样的季节性沉积很少能碰到，不能广泛用于地质时代研究，因此这种方法有局限性。

2. 放射性或同位素方法

这种方法用于度量地质时间只是 20 世纪以来的事，是在天然放射性现象被发现以后。1902 年，居里（P. Curie）首先提出可能依据放射性衰变确定矿物年龄的思想。主要的放射性同位素类型及其衍生物如下：

$$^{238}U \longrightarrow {}^{206}Pb + 8He \qquad {}^{87}Rb \longrightarrow {}^{87}Sr + \beta$$

$$^{235}U \longrightarrow {}^{207}Pb + 7He \qquad {}^{147}Sm \longrightarrow {}^{143}Nd + He$$

$$^{232}Th \longrightarrow {}^{208}Pb + 6He \qquad {}^{187}Re \longrightarrow {}^{187}Os + \beta$$

$$^{40}K \begin{cases} \longrightarrow {}^{40}Ca \\ \longrightarrow {}^{40}Ar \end{cases} \qquad {}^{14}C$$

许多矿物的晶格中都有少量放射性同位素。从矿物形成的那一时刻起，就开始在其中积累同位素自衰变的产物。衰变过程有严格的固定速率，任何外界因素都不能加速或减缓这一过程。同位素衰变时产生新的同位素，例如^{238}U 衰变为$^{206}Pb+8He$。根据采用哪一类放射性化学元素的同位素及其相应的衰变产物进行测年，在同位素地质年代学中可区分出几种方法：铀-铅、钾-氩、铷-锶、放射性碳法等等。

（1）铀-铅法　从1907年起首先采用，它的基础是未分解的铀原子与岩石或矿物形成以来新产生的铅原子的数量比，年龄的计算按下述公式：

$$t = \frac{1}{X} \ln \left(\frac{D}{P} + 1 \right)$$

其中 t—矿物年龄；D—矿物中的子同位素含量；P—剩余的（未分解）同位素含量；X—同位素衰变常数。

（2）铅同位素法　一种由铀-铅法派生出的方法，它的基础是利用 $^{207}Pb/^{206}Pb$ 之比。所研究的矿物自形成以后直到现在所积累的这种或那种铅同位素的数量是确定矿物年龄的依据。根据下式：

$$^{206}Pb = {}^{238}U(e^{\lambda t}-1);$$

$$^{207}Pb = {}^{235}U(e^{\lambda' t}-1);$$

$$^{208}Pb = {}^{232}U(e^{\lambda'' t}-1);$$

相除，得

$$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb} = \frac{^{235}U(e^{\lambda' t}-1)}{^{238}U(e^{\lambda t}-1)}$$

这样就可以在不测量铀同位素的情况下得到矿物的年龄。因为在任何地壳物质中，$^{234}U/^{238}U$ 是恒定的，等于1/137.8。由于 ^{238}U 的半衰期非常长（4510 Ma），就有可能测出地球全部历史中所形成的岩石、陨石和太阳系中其他星体岩石的年龄。多于200种的矿物中都含有铀，这个方法更常用于测定含有铀矿、独居石、锆石、褐帘石等矿物的岩石的年代。

（3）钾-氩法　是以放射性同位素 ^{40}K 的衰变而在矿物中积累放射性同位素 ^{40}Ar 为基础的，后者和 ^{40}K 的数量比可用于确定矿物的年龄。钾-氩法的优点在于含钾的矿物有100种以上，其中包括广泛分布的矿物，如钾长石、斜长石、云母等，在海绿石中钾含量也很高（到7—10%），可用来测定许多种沉积岩的年龄。

（4）铷-锶法　其基础是放射性同位素 ^{87}Rb 衰变成放射性同位素 ^{87}Sr。最近开始广泛采用钐-钕法，这两种元素（Sm 和 Nd）都属于稀土元素，虽然常可碰到，但含量极少。放射性同位素 ^{147}Sm 的衰变极缓慢，其半衰期为106000 Ma。用这种方法可以最可靠地测定最古老的岩石。此外，这个方法还成功地用于基性和超基性岩的测年，因为 Sm 倾向于在超基性熔浆中积累。

（5）放射性碳法　可以确定植物遗体埋藏的时间，从而确定包含着遗体的岩石的年龄。在大气层中有半衰期为5568年的同位素 ^{14}C，它被植物所吸收。当植物枯死以后，^{14}C 的衰变继续进行，或者说它的量不断减小着。知道半衰期和在植物中保存的 ^{14}C 的残余量，就可以得知岩石的年龄，或是植物埋藏的时间。这种方法用于测定年青岩石（小于5500年）或地球化学过程的年龄。例如根据 ^{14}C 在埃及某古墓的棺木中的含量，确定该墓葬的时间距今2190年，方法的误差是±200年。

以放射性方法为基础，现在已测定了所有地质代、纪的起止时间和延续的长短（见表3.1）。

现已知最老的岩石产在格陵兰西部（3800 Ma）。乌克兰地盾中发育有年龄为3600 Ma的岩石。在澳大利亚西部采样，测得锆石的年龄为4100—4200 Ma，这是目前最大的年龄数据，但锆石是以再沉积的方式存在于中生代砂岩中的。

根据最近关于太阳系所有成员，包括月球都大体在同一时间中形成的概念，可以推断地球

形成的年龄为 4570 Ma(±2%),这是因为最老的陨石年龄为 4500—4600 Ma、最老的月岩——斜长岩年龄为 4500—4700 Ma。

3.3 地质年表

1881 年在意大利波伦亚城召开的第二届国际地质大会上,曾通过了地层(成层的沉积岩)及与之相配套的地质年表的基本划分单元。在这个年表中,地质历史划分成四个代,划分的基础是生物界的发展阶段,并建议了相应的名称:

● 太古代,意思是最古老的生命;

● 古生代,意即古老生命;

● 中生代,取中等年龄的生命之意;

● 新生代,意思是新生命的时代。稍晚,于 1887 年又从太古代中分出了元古代,是初始生命的时代之意。在后来对年表进一步的完善过程中,人们认为有必要建立更大的时代单位,就是宙和宇,即太古宙(宇)、元古宙(宇)和显生宙(宇)。现代的地质年表如表 3.1 所表示的那样。

(1) 太古宙　二分为早太古代(老于 3500 Ma)和晚太古代。

(2) 元古宙　也二分为早元古代和晚元古代,后者又分成里菲和文德两个纪。因为文德系的沉积物往往以一个大的间断与里菲系分开,本身又与显生宙密切相连,并含有较发达的生物遗迹(与晚元古代者相比),因此有些学者将它并入显生宙。

(3) 显生宙　分成古生代、中生代和新生代,由 12 个纪组成。

● 纪:各纪(系)的代号取其拉丁拼音的第一个字母。纪往往以首先建立并完整描述该纪地层的地点命名:例如寒武纪以威尔士半岛的旧称命名;奥陶纪、志留纪都来源于英国古部落的名称,这些古老部族曾居住在描述这两个纪地层的地方;泥盆纪的名称来源于英国的德文郡;二叠纪以俄国的彼尔马省命名;侏罗纪名称起源于瑞士的侏罗山①。石炭和白垩两纪的命名属例外,它们以组成岩石的特征命名。新生代各纪的名称来源很有意思。最早的地层表分成 4 个系:第一,第二(中),第三和第四,后来前两个名称不用了。第三系分成了两部分:老第三系和新第三系,而第四系又称灵生系。

为了将各系表示在地质图上并便于读图,每个系都有一定的颜色(见表 2),各地质纪延续的时间长短不一,从 20—100 Ma 不等,只有第四纪(系)最短,才 1.8—1.7 Ma,说明这个纪的发展尚未完成。

● 世:比纪(系)更短的时代单位为世(统)。纪一般可分成 2 至 3 个同名的世:早、中、晚。在新生代的进一步划分中另有自己的名称。世(统)的代号与相应纪的代号一致,不过在其右下角辅以 1,2,3。如 K_1 为早白垩世,而 K_2 是晚白垩世。世(统)的颜色也与相应纪的颜色一致,但较早的世(统)用较深色调,而较晚的世(统)用较亮的色调表示。

● 期和阶:是地质年表和地层表更细的划分。期延续的时间是 2—10 Ma。期和阶常冠以地名。

地质年代的意义难以估计。它是唯一的和公认的对所有地质现象和过程进行划分、对比和

① 中文的地质纪名称大都延用日人的译名,这些译名并非严格的音译,所以如寒武、志留、泥盆、二叠等与英文发音相去甚远——译者注。

确定时限的工具，它给岩石和地质历史过程顺序的建立带来了秩序。

3.4 主要地质时代单元的特征

1. 太古宙

太古宙岩石包括沉积的（大洋和大陆的）、火山的、特别是变质的岩石。太古宙岩石大都经历了在高温高压条件下的变化，属于变质岩范畴。与太古宙岩石相关的有变质矿床：铁矿、金、铀矿等。在太古宙岩石中可见到显微生物遗迹，藻类和菌类。在南非发现的最古老生物遗迹年龄为 3200 Ma。太古宙从 4500 Ma 以前开始，于 2600 Ma 前结束。

2. 元古宙

元古宙的岩石类型较太古宙更多样化一些。这里有较弱变质的沉积岩，其中包括藻灰岩，炭质和铁质的岩石。业已证明这时期菌类、蓝藻和其他最简单的微生物已有较大的发展。

（1）里菲纪　发生在 1650 Ma 的事件将元古宙分成早和晚两大部分：晚元古代又命名为里菲纪。里菲纪以大量发育藻类为特征，依藻类形态的变化可将里菲纪进一步划分成若干单元。里菲纪晚期其他的生物也较发展了。有许多大型的金、铁、铀矿与元古宙的岩石有关。

（2）文德纪　文德纪的岩系到处以显著的间断与下伏岩系分开。据生物的丰富程度和演化的水平，文德系与显生宙的岩系更接近。文德纪岩系的变质程度远低于元古宙，具有更多样性的沉积岩，生物界也更多样化。除了在元古宙已发育的生物类外，这时出现了放射虫、海绵、水母、环节动物、节肢动物等。许多类生物无外骨骼或内骨骼，因此保存下来的遗迹只是印痕。在世界的某些地区，如俄罗斯平原、非洲、澳洲和中国，都发现有这个时代的冰碛岩。在一些炎热干旱气候的区域则发育有岩盐和石膏。与文德纪岩石相关的矿产有：铝土矿、磷矿、石油和天然气、铜、铅、锌和岩盐等。

3. 显生宙

（1）寒武纪　古生代的寒武纪与文德纪的区别也是显著的，特别表现在生物界方面。此时出现了带骨骼的生物：古杯海绵（寒武纪的标准化石）、三叶虫、腕足类、海绵骨针、牙形石等（图 3.2 之 1）。寒武纪的生物和藻类共 100 多种以上，可以根据它们进一步划分寒武纪。

从寒武纪起开始有地球磁场变化的记录，在岩石中导致正的和反的剩余磁场的交替，这对地层的划分也有帮助。铁、镁、磷、油页岩、铜、铅、锌，特别是岩盐和钾盐等矿产对寒武纪是特征的。

（2）奥陶纪　长期被认为是志留纪的一部分。在 1960 年的第 21 届国际地质大会上被独立划成纪（系），相当于原来志留纪的 2/3 时间。奥陶纪三分。在奥陶纪大陆曾大规模沉降，海洋占据了显生宙以来最大的面积，相应地海洋动物和植物陆续占统治地位，三叶虫和笔石（图 3.2 之 2）这时达到了发育的顶峰，出现了四射珊瑚（由床板珊瑚发展而来）、腹足类和最早的头足类。在奥陶纪之末，部分地区发育冰川。

（3）志留纪　在一定程度的海退之后又开始海进，海平面的升高可能与在冰期以后冰的融化有关。除内角石目在志留纪之初已绝灭、海林擒在志留纪中期消失外，大多数原有的生物种类在志留纪中继续发展（图 3.2）。在志留纪开始得到发展的是海百合，以无鳞鱼的形式出现了初始的脊椎动物。笔石、腕足类和珊瑚像以前一样继续广泛发育。

（4）泥盆纪　陆地面积继续扩大，在一些区域形成山脉。在海退的同时，形成了广大的泻

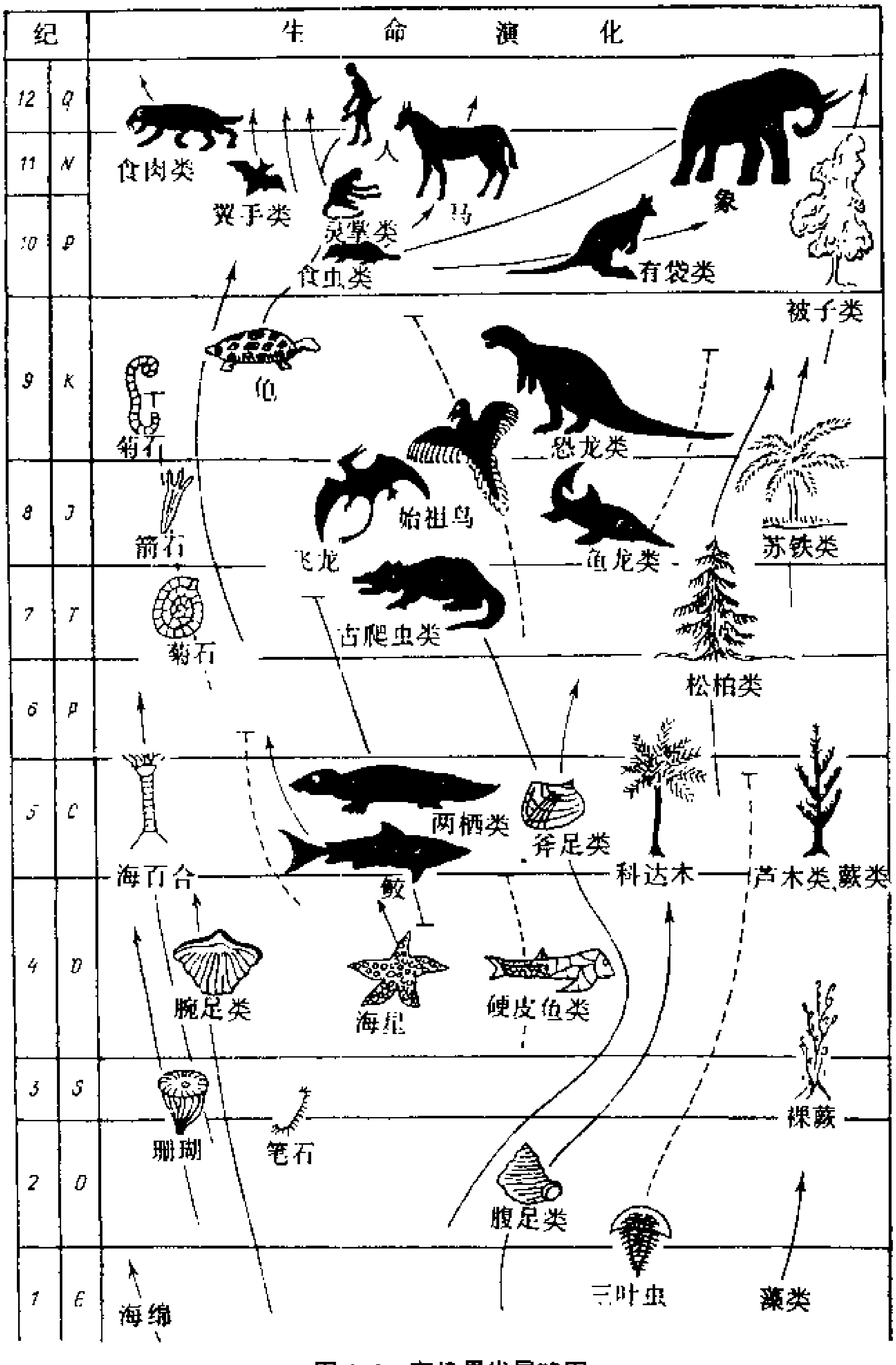


图 3.2 有机界发展略图

箭头指示生命的延续时间，其中：——→直到现代，------| 到所确定的时期

湖、海湾，接受了红层的沉积并形成盐类(石膏、岩盐)，气候变得干燥。看来这些地理环境的变化引起了生物界的巨大改变。在大陆上广泛发育特征的草本植物——裸蕨类，在泥盆系的沉积层中发现有节纲、鳞木类、原始的蕨类，最初的种子植物和灌木林，形成了不大的石煤矿。新出现的动物有昆虫类、蜘蛛、多脚类等，鱼类的出现和广泛发展也是特色之一，有总鳍鱼、肺鱼(图3.2之4)、硬皮鱼等只生活在泥盆纪的鱼类。海洋生物没有大的变化，各类生物几乎都从志留纪过渡到泥盆纪，但三叶虫和笔石有所减少。盐类、铝土矿、锰矿、油页岩、石油等矿产具有代表性。

(5) 石炭纪　特别是在石炭纪晚期出现了总体海退，出现了山区和广大的沼泽地带。与泥盆纪时的气候相比，变得较为潮湿。大陆的低地被森林所覆盖，重新出现了冰川作用。生物界也经历了巨大变化，老的层孔虫、触角石绝灭了，笔石、三叶虫、无鳞鱼、硬皮鱼等几乎消失殆尽，植物中的裸蕨类也近于绝灭。与此同时，从石炭纪一开始就出现了两栖类(图3.2之5)，而在中期出现了爬行类。植物界的代表——裸子植物突然繁盛，在石炭纪之末出现了松柏类、有节纲(芦木类)，蕨类和鳞木等植物达到全盛。石炭纪的特征矿产是煤，此外还有铁、锰矿。

(6) 二叠纪　以海退为特征，陆地占主导地位，因此以红色的含盐和石膏的泻湖和陆相沉积为特征。北半球的气候干燥而炎热，赤道区较湿润，适于植物生长，南半球又有新的冰川作用(始于石炭纪之末)。所有石炭纪主要的动植物种类在二叠纪时都继续生活。广泛发育大型有孔虫——纺缍虫、腕足类、海百合等，其中有不少成为标准化石(图3.2之6)。二叠纪末，古生代的生物大量绝灭，如四射珊瑚和床板珊瑚、老的苔藓虫、海林擒、两栖类、裸子植物中的柯达木、树状的蕨类的鳞木类。这样，古生代末是生物发展的一个明显界线。矿产方面广泛发育煤、钾盐和岩盐。

(7) 三叠纪　中生代生物复苏的第一个纪。有些学者认为在二叠和三叠纪之交曾发生过某种灾变，引起古生代生物种属的大量绝灭。然而这样的绝灭过程未必是那么突然，只不过是动植物的种属组成发生了很大变化。三叠纪的气候以温暖干燥为主。早三叠纪继续以大陆环境为主，但从中三叠纪开始发生海进，其规模在晚三叠纪早期达到最大。三叠纪以正极性磁场为主。动物中以广泛发育头足类的菊石(图3.2之7)、双壳类、六射珊瑚和腕足类为特征，属脊椎动物的爬行类，特别是恐龙得到了迅速发展，出现了最初的水生爬行动物，如鱼龙和蛇颈龙等，昆虫得到了发展，有了最初的哺乳动物，植物中裸子植物占主要地位。三叠纪之末发生海退。

(8) 侏罗纪　在一些地区海相侏罗系不整合盖在三叠系之上。由于大西洋和印度洋的生成，使海洋的面积增加，因此有人认为侏罗纪时海洋占主导地位。海平面的高度与现代相近，气候温暖，海洋动物发生了不小的变化，出现了新一代的菊石、箭石，脊椎动物中出现了巨大的食草和食肉类恐龙、飞龙和最初的始祖鸟(图3.2之8)，蕨类、银杏类、苏铁类等植物广泛发育，气候的特点和植物的广泛发育，促使煤矿形成(侏罗纪是石炭纪之后的第二个成煤纪)，此外还有石油和天然气、铁矿，晚侏罗纪时形成钾盐和岩盐。

(9) 白垩纪　是显生宙中寒武纪以后延续最长的一个纪。在侏罗纪末海退之后，于白垩纪初发生了最大规模的海进，海平面位置也达到最高。所有主要的侏罗纪动物种类都继续发展，小型有孔虫及其他浮游动物大量繁衍，其壳堆积成白垩这种广泛分布的岩石。六射珊瑚和双壳类的发育达到全盛，双壳类中出现了壳厚而形状怪异的种，常可达到很大的个体，发育了大型菊石，壳的直径有的达到 3 m。白垩纪中还广泛发育箭石、海胆、鱼类等；爬行类也得到了特别

的发展(图 3.2 之 9),出现了地球上有史以来最大的食肉和食草类恐龙,翼龙展翅的宽度有的可达 8 m,出现了最初的无齿鸟。植物界以发育被子植物、开花的植物为特征。有意思的是,许多动物经历了大型化之后,在白垩纪末期都绝灭了,如层孔虫、菊石、箭石、大型爬行动物和两栖动物等。白垩纪中期,在植物界中发生了实质性变化,出现了一些现代类型的植物,如柞树、水青冈树、柳树、桦树、月桂树、木兰等。白垩纪的矿产有白垩、铁、石油和天然气以及盐类等。

(10) 老第三纪　新生代的老第三纪主要是一个海退的时代,但也常有个别的海进。老第三纪分成 3 个世:古新世、始新世和渐新世,大陆的轮廓已近于现代的。动物界演化迅速,在简单动物中,广泛发育有孔虫类,如货币虫,双壳类也很发育,在陆地上以哺乳动物为主,出现了偶蹄类和非偶蹄类(图 3.2 之 10)、猴子,而在老第三纪末期,出现了象和有袋类。特征的矿产有锰矿、褐煤、磷矿、油页岩、石油和天然气等。

(11) 新第三纪　在新第三纪出现了:阿尔卑斯、亚平宁、喀尔巴阡山、高加索、最高的喜马拉雅、兴都库什等山脉及西藏高原和环太平洋的火山等,海平面有剧烈变化。本纪之初(甚至在上个纪之末)出现了冰川作用;而在本纪之末,在北半球大陆的北部和山区仍有冰川作用。哺乳动物长鼻类对纪的划分有一定意义,如象、剑齿象、恐兽;其他还有虎、犀牛、熊、狗、马、类人猿等。昆虫和各种鸟类大大发展了(图 3.2 之 11)。植物界与现代相近,明确分出温带和寒带植物,矿产中有铝土矿、铁矿、褐煤、石油和天然气等。

(12) 第四纪　是最后一个、至今尚未结束的纪,其特征是在北半球曾数次重复发育冰川。第四纪早期,海平面的位置是有史以来最低的,大陆面积大大扩大了。由于温度低(甚至在温带,海水温度降至 6℃),在北方出现了如带毛的猛犸(象)和披毛犀那样的一些动物及其他一些现代的动植物(图 3.2 之 12)。当然,第四纪生物界中最主要的事件是人类的出现。长期以来,认为人类在约 1 Ma 以前出现,并且从那时起,算第四纪(灵生纪)的开始。但不久前在非洲有了惊人的发现,在乞立马札罗山和维多利亚湖区,科学家找到了直立行走的人类肢骨和颅骨,其时代确定为 1.75 Ma。1972 年,在东非的卢多尔夫湖发现了更老的人类骨骼和狩猎的石器,称之为 Homo habilis(智人)。用钾-氩法测定包含该骨骼的沉积地层年代为 2.61—3.18 Ma。

如前所述,地质年表具有无可估量的意义,因为它是将漫长地质历史中所有地质事件贯穿和联系起来的枢纽。

第4章　太阳系中的行星——地球及其形成

人类居住的地球是太阳系的一员，而太阳系又只是由众多星球组成的直径达 10 万光年的银河系的一员。由于以下的几点原因，地质学者必须具备关于地球和太阳系构成和起源的一般概念：

（1）为了了解地球和地壳发展的规律和原因，必须知道地球在形成时的初始状态，其化学组成是均一的还是不均一的，处于冷的还是热的、甚至是熔融的状态等等；

（2）如我们现在所知，太阳系的行星，更准确地说是类地行星（见后）各自于不同的演化阶段停止了其发展，而地球的演化则继续自己的进程。这样，对其他行星的研究就可以得到认识地球早期演化阶段最宝贵的资料；

（3）对比地球和其他行星的构成和演化，可以阐明类地行星的共同规律，也可以认识到地球有何特殊规律，并有助于理解为什么地球成了生命和人类的摇篮。后一个问题对建立科学的世界观具有重大意义；

（4）太阳、月球以及其他行星（在较小的程度上）直接影响着地球上发生的地质过程，太阳能引起大气和水的流动，万物赖以生长，它还决定着气候条件、物理风化作用等等；太阳和月球的引力决定着水圈和岩石圈中的潮汐运动；陨石的降落在地表形成冲击坑。有理由推测，地质过程的周期性都直接或间接与地球的自转和整个太阳系在银河系中的运动有关。

本世纪 60 年代开始的宇宙探测为**比较行星学**的发展提供了可能性。空间站、各种宇宙飞行器、月行器、人登月等大大丰富了以前只靠望远镜所得到的知识。

随着比较行星学的出现，地质学成了这个总学科中的一部分。考虑到对其他行星的研究也采用研究地球的方法，所以也常说到其他行星的**地质学**或**地貌学**（水星、金星等）。严格讲，这些术语是不合适的。

4.1　太阳系的构成

太阳系的中心是太阳——恒星，炽热球体，典型的“黄矮星”，处于恒星演化的中期。太阳位于银河系螺旋形分支之一，以近 200 Ma 的周期绕银河系旋转，太阳内部的绝对温度达到 10×10^6—15×10^6 K（度）；其能源来自核反应，首先是形成稳定氦同位素（^4He）的氢核反应。现代，太阳由 70%的氢和 27%的氦组成，其他元素（那些也在地球和其他行星上存在的元素）只占 2.5%左右。太阳的最外部是由日冕组成太阳大气，温度达到 10^6—10^7 K。由日冕中升起离子化的质点流，构成太阳风，它从太阳带走相当的能量。

太阳集中了太阳系全部质量的 99.866%。这样，与太阳相比，行星的质量是微不足道的。如果再考虑到行星只是反射太阳光，那么就可以理解，在宇宙中，哪怕是在离得最近的银河系中，何以如此难以发现类似地球那样的行星。

太阳总的延伸近于 40 个天文单位（1 天文单位等于地球至太阳的平均距离，等于 1.5×10^8 km），在这个距离内分布着九大行星：4 个内行星——水星、金星、地球和火星以及 5 个外

行星　木星、土星、天王星、海王星和冥王星。在火星和木星之间存在一个小行星带，由数千个小的固体天体构成，其中最大的直径达 1003 km，最小的一个直径近于 1 km（更细小的碎片不计）。根据行星距离的经验公式，小行星带占据着本来应有的一颗大行星的位置。这条规则表明，从太阳至每一个行星的距离是：到最近的一颗为 4+0；至金星为 4＋3；至地球为 4＋6，如此类推，然后对所得的每个数字再除以 10（单位是天文单位）。所有行星的位置（包括小行星带）都符合这一规则，只有海王星例外。

1. **内行星**

4 个内行星对地质学家更有意义，这四颗星统称类地行星，其大小、组成和内部结构都与地球相近。月球对我们来说也很有意义。

（1）水星　水星是离太阳最近的，而且也是除冥王星之外最小的行星；它的直径仅有地球直径的 2/5。根据美国宇宙探测器发回的电视扫描图像可以判断它的表面形态。根据这些资料，水星与月球很相像，它的表面布满了许多冲击环状构造，也有类似“月海”那样的相当大的平原，在它相对较平的底部有裂隙和山梁。有些学者认为后者是一种挤压构造。水星以极缓慢的自转为特征（自转一周相当于地球的 59 昼夜），自转周期相当于公转周期的 2/3。水星的密度（5.43±1 g/cm^3）与地球密度相近，推测它 60％以上的物质是铁，但磁场却很弱（仅是地球磁场的 1％）。水星的大气十分稀薄，由氦-氢组成，表面温度变化在－173 至＋143℃之间。

（2）金星　金星对地质学家来说有特殊意义。它不仅是地球的近邻，而且按各项参数，如大小和质量，它与地球很相近，可以说是地球的“姊妹”。所以金星被选为首要研究对象，前苏联发射的水星-8、9、10、13、14、15 和 16 等探测器在获得观测数据和照片方面成绩优异。早期的研究结果已表明，火星拥有异常厚密的大气，主要由二氧化碳组成，还有由硫和氧化硫的质点组成的云。这样的大气有很强的温室效应，导致其表面温度高达 467℃（这个温度使硫得以蒸发），表面的大气压可达 90 个 atm，也就是说相当于大洋中 900 m 深处的压力；大气层不透明，因而不能从空间站对它做直接的观察和照相。所以美国和前苏联学者用无线电方法研究金星的表面特征，获取了十分完美的结果。迄今，从前苏联的空间站已得到它近一半表面积的探测结果。此外，前苏联的宇宙探测器还得到了金星部分表面的全景黑白、部分彩色照片，在这些照片上可以看出，金星由成薄层的岩石（似乎是玄武岩）组成。

金星表面形态差异相当强，幅度可达 15.5 km，低地（类似地球上的洋盆和月球上的“月海”）只占其表面积的 1/6。低地由玄武岩覆盖，据间接资料，玄武岩的年龄是 500—1000 Ma；其余的部分是丘陵和高地，相当于“大陆”，最大的两个大陆是阿芙洛底大陆（面积相当于非洲大陆）和伊什塔尔大陆（面积相当于澳大利亚大陆），后一个大陆的边缘分布着由玄武岩构成的拉克什米高原。此外，还有大的（2000×2000km）火山地块——盾形火山组和延长数百公里的山脉，部分山脉环绕着阿芙洛底大陆和拉克什米高原，这些线性构造的图像特征很像地球上山脉的图像特征，它们高出金星表面的平均高程为 7—8 km，相当于褶皱或构造叠瓦带，或相当于断块带（后者不大可能）。阐明这些山脉的成因对于了解金星的动力学有头等重要的意义。在阿芙洛底大陆的范围内发现了两条裂谷带，是一种拉张构造，长度达 2200 km。如果山脉代表挤压构造，那么可以认为，在金星上和在地球上一样，存在着挤压和拉张两类构造。

研究金星的前苏联学者得到了首批关于金星壳组成的资料。虽然所得资料尚不足以完全解释各类构造的物质组成，但却表明金星上存在着两类在地球上已知的火山岩——玄武岩和碱性玄武岩（见第 2 章）。还有些间接的标志表明，现代在金星上仍然有着火山作用，它的产物

可能是金星大气中硫云的来源。

金星以非常缓慢的自转为特征(117 地球昼夜为一周期),正是这个原因而不是无液态核,导致了非常弱的磁场(较地球磁场弱 10^5 倍)。然而最有意思的现象是金星的自转方向与其公转方向相反,也与所有其他行星及其卫星自转的方向相反(除天王星及其卫星、海王星以及木星、土星的某些外层卫星之外)。

(3) 地球　地球只稍大于金星,与金星相比质量也略大,绕太阳公转的周期也稍长,但地球自转要快得多。正是由于这一点以及存在着液态核,它才有了很强的磁场,这个磁场保护着它表面的生物界,使之免遭宇宙射线毁灭性的影响。地球与其他行星和月球的区别还在于,它的壳不只由玄武岩组成,而是在大陆范围内还有花岗岩;还在于它的表面有占据海洋的大量的流体水(金星上的水似乎是被蒸发并跑到宇宙空间中去了;而火星上的水都冻成了冰,见下面)。在地球上积极进行着岩浆和构造作用(火山、地壳的运动和变形),也有各种外营力作用(风、河流的活动等),很早就有了生命,并得到高度繁盛。

月球是地球的卫星,也是比较行星学研究的一个很重要的对象,特别是对它已有了相当高的研究程度。月球比地球小许多,自转缓慢(周期相当 29.5 个地球昼夜),完全缺失大气层,表面温度在向阳面为+115℃,背阳面为—135℃。现代的月球只有很弱的磁场,但有些标志说明它在过去曾有过强得多的磁场。月表可分成高和低两部分,与地球类比,称之为大陆和海。大陆占月表的 84%,由完全结晶的基性岩组成(SiO_2 的含量 52—45%),与地球岩石相比,以极贫挥发性化学元素和化合物为特征(甚至没有水和 CO_2 的痕迹)。月球大陆布满了冲击环状构造

大型陨石降落的痕迹,表面的岩石是破碎的(松散的被破坏岩石被称为陨岩)并含有陨石的混入物——铁和亲铁元素。推测月球及太阳系其他行星上最强烈的陨石撞击作用发生在距今 3800 Ma 以前。

月海是由玄武岩盖所构成的平原,玄武岩与地球玄武岩类似,但也贫挥发组分,月海玄武岩的年龄范围是 4200—3100 Ma,到距今 2000 Ma 时,月球的内部活动实际上已经停止。

月壳厚度达 65 km,其上面 25 km 很可能都由玄武岩组成。

(4) 火星　火星是太阳系内行星最外面的一个,它的直径较地球小一倍,质量相当地球的 38%,自转速率与地球相近(24 小时 37.4 分)。像地球一样,赤道平面相对于公转轨道面也是倾斜的,因此也有年和季之分,冬季在极区有雪盖的形成,雪由水和二氧化碳组成。但火星的季节时限约为地球季的两倍,因为火星的一年是 687 天。火星有很稀薄的大气,大气中 95% 是二氧化碳(与金星相似);其他气体有氮、氩和氧(0.02%),水蒸气的含量变化很大,但总量不大。火星表面的温度变化在—28°—139℃ 之间,这个温度使火星表面广泛发育永久冻土,也就是说在壳的上部有结成冰的水,但有些地方发育了典型的干涸河床。这说明过去在火星表面上曾有过流水。现代火星表面上,与风的作用有关的过程占主导地位,有广大的、具有沙垄面貌的沙漠,不时发生沙暴。总之,在火星表面有大部分在地球上发生的那些外动力作用,但没有生命的遗迹和与生命有关的现象。

火星表面形态以高分异度为特征,高差可达 27 km,比地球的 19 km 和金星的 15.5 km 都要大。像月球那样,火星表面也分成两类主要区域:大陆和平原。大陆上密布冲击环状构造,证明它是年龄较老的形态,大陆主要分布在南半球,平原分布在北半球。盾形火山的发育是火星最显著的表面特征,它组成高出平均表面达 12 km 的法尔西德山和太阳系中最大的、高达 21 km 的巨大奥林普火山。环状构造也以其规模奇大为特征(环形坑,见第 15 章),马尔西安环形

火山的直径达 125 km。从法尔西德山和其他火山向四外去，有呈放射状展开的裂隙和山梁，长达 100 km。过渡成峡谷的大型裂谷具有重要意义。纬向展布的马里涅尔巨大裂谷系位于赤道以南，延长达 4000 km，裂谷的深度达到 10 km，较之地球上同类地貌单元的深度要大一倍。平原和火山由玄武岩组成，而大陆则像在月球上的那样，由全晶质的基性岩石构成，但相对富挥发组分。大陆壳厚度较大，在 40 km 左右，海洋壳较薄(约 30 km)，在法尔西德山区发育厚度最大的壳(达 70 km)。以上厚度数字与地球和月球完全可以类比。

火星"地质学"特征表明，与水星和月球相比，其演化历史更长也更复杂。大陆显然是更老的产物，因为它经历了强烈的陨石撞击过程。可与月海相比的平原和盆地明显年轻，但也有相当大的年龄，火山高原则是更年轻的产物，其中法尔西德山及其他一些火山是最年轻的。

还要提到的是，发育在火星上的断裂大部分具有与经、纬向斜交的走向。火星磁场很弱，像金星那样，这里也不能用自转缓慢解释，而只能用缺失液态核予以解释。缺失液态核的推断有一定证据。

火星有两个很小的卫星——佛博斯(直径 27 km)和杰摩斯(直径 15 km)。卫星呈不甚规则的圆形，像马铃薯，表面被环形冲击坑覆盖，它们由石质陨石组成(见下面)。

2. 外行星

巨型行星——木星、土星、天王星、海王星和冥王星构成外行星组，其组成和结构均与内行星有很大不同。首先，所有外行星都大于内行星，木星的体积大于地球 1000 倍，而质量大于地球 300 倍；土星也只比木星小一点，而海王星、冥王星的直径比地球直径大 4 倍。与类地行星相比，这些行星只有核部是由石质物质和冰组成的，面所有的外圈都由轻的气体构成，主要是氢和氦还有少量的甲烷和氨的混入。氨构成了木星的云，推测在土星和木星中，氢的金属化合物构成广厚的独立圈层。这一组外行星缺失硬的表面，木星和土星的内部产生热流，其能量超过来自太阳的能量的 2—2.5 倍，快速的自转导致较地球高一个数量级的磁场(木星自转周期是 9 小时 55 分钟，土星为 10 小时)。

(1) 土星和木星　早已知道土星的一个显著的特点是有土星环，但不久以前发现木星也有一个不大的环，更惊人的发现是天王星有 9 个环。这三个行星的环在物质组成方面有些差别，但它们都由细小的(直径小于 15- 10 m)固体石质和冰的质点组成。土星的内卫星与环有联系。巨型行星一般都以拥有众多的卫星为特征，木星的卫星数达到 17 个，有些卫星，如木星的卫星加尼梅特和加里斯托、土星的卫星吉旦等大小均远超过月球，而加尼梅特甚至超过水星。在物质组成上，这些卫星更像类地行星，而与巨型行星差别较大，但都以有固体冰的参加为特点，固体冰构成其上部硬壳。吉旦是唯一的一颗具有由氨、甲烷和氢组成连续大气层的卫星。木星的卫星伊欧非常有意思，它的表面有 8 座活火山。与地球火山不同，这些火山的喷出物是硫和二氧化硫，推测伊欧具有熔融的硅酸盐(外圈)和铁质(内)核。在硅酸盐岩层中也存在着熔化的硫，由于它密度小，能够穿过硅酸盐岩层达于表面。造成硫熔化的热能来自潮汐摩擦，即固体潮，由木星的引力所产生。

木星的另外一些卫星离它较远，如欧罗巴、加尼梅特和加里斯托等，均被一冰的圈层所覆盖，欧罗巴上的这一层有密布的复杂裂隙系统，而加尼梅特的这一层具有成因不明的互相平行并弯曲的沟槽。在加尼梅特和加里斯托上有大量的冲击环——陨石撞击的痕迹，与水星、月球和火星上的冲击环反映同一事件过程。

(2) 冥王星　太阳系最外面的一颗行星是冥王星，由于离得远，研究程度也较差。按大小

和物质组成它不像自己的邻居——巨型行星，而更像类地行星。大小近于月球，而其组成似乎是石质物质和冰，在它的表面发现了固态的甲烷。

3. 慧星、陨星和宇宙尘

太阳系的组成中还有慧星、陨星和宇宙尘，它们的成分对认识整个太阳系的形成和演化具有重要意义。

慧星是一种不大的天体，按强烈拉长的椭圆形轨道运动，有时离太阳近，有时离太阳远，超出冥王星的轨道。它由极冷的岩石和气体，包括氨、甲烷、氢等组成。慧星的组成与外行星，特别是外行星的卫星相近。当它接近太阳的时候开始反射阳光，并在太阳风的影响下，部分物质被蒸发，向远离太阳的方向形成一条长达百万公里的尾巴。不久以前哈雷慧星靠近了太阳，前苏联的两个探测器（维佳-1、2）成功地接近了它，接近它的还有西欧的一个空间站（卓多）。这些探测器获取了关于哈雷慧星构成和成分的大量资料，资料的进一步研究后可得到关于慧星物质本质和起因的更精确认识。

陨星是石质和铁质的圆形或多角形的碎块，有时可落到行星表面，并在其表面形成冲击环的痕迹。因为地球（还有金星）具有浓密的大气层，所以大多数陨石在进入大气层时就蒸发和由于摩擦而烧毁并形成一条亮光，这就是流星。只有其中较大的可以达到地表：在纳米比亚曾找到最大的陨石，重达 59 t（吨）；1947 年，在前苏联的锡霍特-阿林曾降落了陨石雨，总量达70 t（吨），形成 4 个直径 8 –26 m 的冲击坑；在南极冰盖上发现了众多的陨石，它们以其暗色特征在冰中易于辨认；在洋底沉积物中也易于发现陨石，这是因为洋底沉积作用缓慢。有人统计过，每年降落在地球上的陨石不下 1000 个，其中大多是很小的。但在地球发展的早期，像其他行星和月球那样，它也未能避免强烈的陨石撞击事件。

在不太久远的地质历史时期，也曾有过相当大的陨石降落事件：例如美国亚利桑那州的一个古陨石坑直径达到 1207 m，深 174m ；在东德发现的一个陨石坑，直径 24 km，深 180 m（据钻探资料，750 m）。更老的陨石坑被称为星痕，西伯利亚北部的巴比加依属于这类星痕，最大的直径可达 100 km。

陨石中不含任何在地球上没有的化学元素，相反，其中有几乎所有已知的元素及其同位素。铁质陨石占所有已发现陨石数的 5.6%。除铁之外，铁质陨石还含有镍（占 5—16%或更多）。铁石质陨石一般又分两类：一类主要由铁组成，含橄榄石包体；另一类主要由硅酸盐矿物组成，含有镍铁包体。石质陨石数量最多，成分也更多样化，其中包括球粒陨石，由细小的硅酸盐球粒组成，按化学-矿物组成，球粒陨石近于橄榄岩类（$SiO_2<45\%$）的地幔岩石；碳质球粒陨石最有意思（见下面），它含有复杂的碳和水的化合物。另一类石质陨石是非球粒陨石，为大晶体的集合体，与地球的玄武岩（培长辉长岩）和超基性岩（纯橄岩）相近。用放射性方法测定的陨石年龄为 4600 Ma，与地球和月球的年龄一致。

按广为采纳的关于陨石成因的假说，陨石是按相互交叉的椭圆形轨道绕太阳运行的小行星的碎片，小行星在运行过程中相互碰撞，变成越来越小的碎片。陨星运行的轨道与小行星运行的轨道的相似性可作为以上假说的依据。

4. 太阳系的构成和运动学的总特征

波兰天文学家哥白尼（N. Copernicus）首先在 16 世纪中叶提出了关于太阳系构成的正确观点，与亚里士多德（Aristoteles）和托勒玫（C. Ptolemaeus）认为地球是不运动的、并位于宇宙中心的观点不同。17 世纪初，德国学者开普勒（J. Kepler）确立了行星及其卫星运动的规则。最

后，牛顿(I. Newton)在 17 世纪末提出的万有引力定律，成了开普勒所发现的行星及其卫星运动规则的基础。

这样就阐明了太阳系是按一定的规则形成和存在的。对开普勒规则应该补充的是行星之间距离的规则，行星的公转轨道大体位于一个平面之内，绕太阳的运动和本身的自转运动的方向都一致(除金星和海王星之外)，绝大多数的卫星也都沿该方向运动；构成太阳、行星及其卫星、陨星和慧星等的化学元素都是地球上已知的。此外，行星和卫星的相似还表现在内部结构(壳-幔-核)(图 4.1)和表面特征方面，行星间最大的差别在于内行星组和外行星组，这很自然可以用两个主要原因予以解释：一是距太阳的距离(离太阳越近，失去的挥发分也越多)；另一个是质量的不同(质量越大，内部活动性越长，活动水平也越高)。所有这些都说明太阳系的成员之间具有血缘关系，组成了一个家族，有着共同的起源。

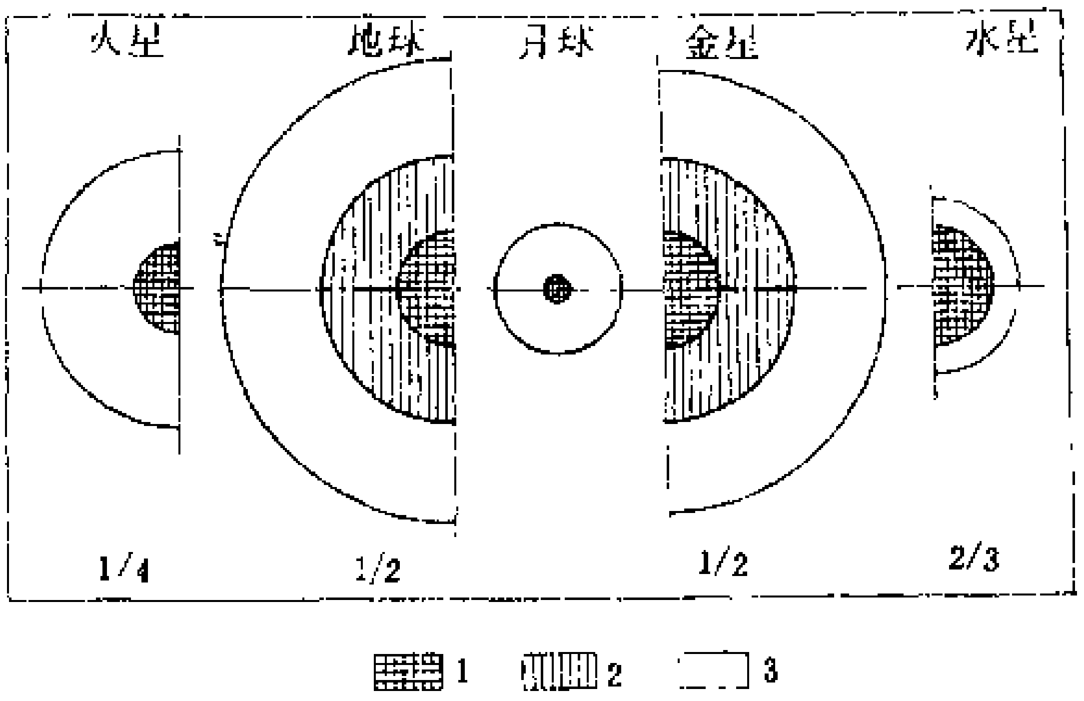


图 4.1 类地行星之间按其大小和内部结构的比较

1—铁镍核，2—下幔，3—上幔(月球、水星和火星未分上、下幔)

(数字表示每个行星在核部集中的质量比)

4.2 太阳系的起源和地球的形成

虽然牛顿发现了作为世界观基础的自然界基本规律，但他不能科学地解释太阳系的起源问题，不得不乞求于上帝的第一推动，似乎这一推才导致整个太阳系的活动。然而牛顿后的下一个世纪是唯物主义取得胜利的 18 世纪，一些思想家摒弃了他的解释，开始寻求真正的太阳系的起源和演化，较早的一个是法国自然学家布丰(G. L. L. Buffon)。

1. 各类假说

(1) 灾变假说　布丰提出一个假说，认为行星的形成是由于太阳遭到了另一个大天体强烈的撞击，他认为这个天体可能是慧星。这是第一个关于太阳系形成的灾变假说，其后这类假说还多次被提出过，直到本世纪初还有人提出，但每次都以不成功而告终。不成功是由两个方法学的缺欠所造成的：

● 把太阳的起源和行星的起源割裂开了，而所有的特征(化学组成、更主要的是同位素组成、年龄、行星只占整个太阳系质量的 0.02%等事实)都表明它们有共同的起源；

● 给行星的形成以偶然性，而不认为是一个有规律的过程。

(2) 康德-拉普拉斯假说　德国学者康德(I. Kant)于 1755 年提出的假说更具有科学意义。康德坚决与以往的宗教说法决裂，他勇敢地声明：“请给我物质，我给你们看宇宙是如何从物质组成的”。康德假说的前提是，充满宇宙的物质最初以元素质点的形式均匀分布于空间之中，然后，在万有引力的作用下开始形成物质凝聚的中心，中心之一就是太阳；同时物质开始了旋转运动。继而，环绕太阳运动的尘埃云组成了行星。

恩格斯在《自然辩证法》中高度评价了康德的科学贡献。

完善并给康德假说以数学基础的功绩属于法国的数学家拉普拉斯(P. S. Laplace，1796 年)。因此，这个假说在后来被称为**康德-拉普拉斯假说**。按拉普拉斯的说法，最初存在着处于万有引力作用下旋转着的和收缩着的气状星云[在此以前不久，赫歇耳(W. Herschel)发现了这种星云]，星云中有一个凝聚的中心，后来演化成太阳。随着旋转和收缩的加强，星云团成了扁的形状，并分出了环，环进一步形成凝聚中心——未来行星的胚胎。卫星以类似的方式在行星周围形成。最初，行星和卫星都应该是炽热的气球，只是由于后来的冷却，才有了壳和成了固体。因此拉普拉斯的宇宙假说(注意不是康德的)属于“热”宇宙假说。

在整个 19 世纪，康德-拉普拉斯的假说成了所有自然观的可靠基础，其中也包括地质学(见第 13 章)。但渐渐积累了一些反对的观点，最主要的有以下一些。

(3) 摩耳顿-张伯伦假说　太阳系的一个特征参数是其转动惯量的分配，惯量由产生它的物体距太阳的远近和该物体自转的速率所决定。从太阳和行星具有共同起源出发，占整个太阳系全部质量 90%以上的太阳也应有最大的转动惯量。但实际上由于太阳自转很慢，它只占有总转动惯量的 2%，而行星，特别是那些巨行星，首先是木星却占有总转动惯量的 98%。经典形式的康德-拉普拉斯假说不能解释这个矛盾现象。在 20 世纪初人们开始寻找代替的假说，英国天文学家琼斯(J. H. Jeans)的假说就是其中之一。他回到了布丰的观点，但认为组成行星的太阳物质不是慧星撞击，而是另一个行经太阳附近的星球从太阳中吸引出的结果。美国天文学家摩耳顿(F. Multon)和地质学家张伯伦(T. Chemberlen)共同提出了一个类似的假说。按这个假说，从太阳分出气体是由行经太阳附近的一颗星的强大引力作用造成的，然后在凝聚中形成微星[①]，进一步形成小行星、行星。星子的概念在科学中站稳了脚跟，然而假说本身后来被摒弃了。

(4) 太阳俘获气-尘埃-流星云的假说　前苏联学者施密特(О. Ю. Шмидт)为了走出运动惯量分布问题的死胡同，建议了一个有特色的太阳俘获气-尘埃-流星云的假说，这种云在后来凝聚成了行星。施氏的学生们继续发展了施密特假说中重要的肯定成分，他们提出了原始行星云凝聚过程的模型，原始行星云的进一步凝聚就成了后来的行星及其卫星。他们认为星云物质初始是冷的，所以施密特的宇宙假说与康德假说一样，属于“冷”的，而不像拉普拉斯的学说那样属于“热”的宇宙假说。

2. 近代看法

近 20 年来，随着天文学的巨大进步，许多关于太阳系起源的问题已弄清楚了。人们发现，似乎现在在一个新的高度上又回到了康德原来的思想。天文学家们成功地直接观察到由星际之间的等离子体形成星的过程，等离子体由离子化的气体和宇宙尘组成。成星过程的发生是由

---

① 因微星通常指光度弱的恒星，为避免混乱，后人改称为星子——译者注。

于磁场和气以及射线压力的反作用，而这个过程只在河外星系螺旋状分支的外边界处发生，银河系也如此。超新星的爆炸可能是使位于附近的星云开始收缩的推动力(图 4.2)。在太阳系中重元素和超重元素以及短寿期放射性同位素的存在可作为上述推论的证据，这些同位素可能是质子星发生爆炸、转化成超新星过程中强烈核反应的产物。

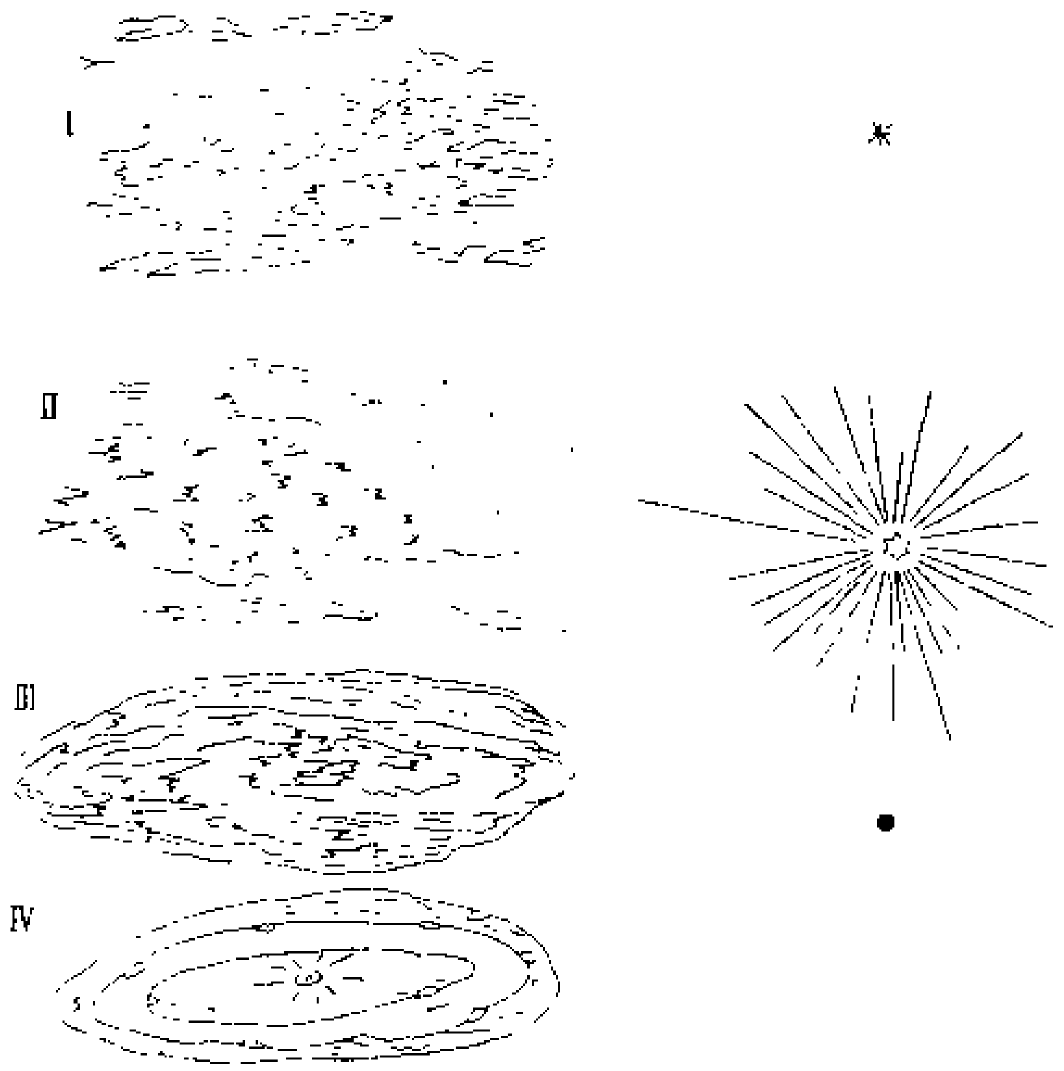


图 4.2　原始太阳气尘云演化的主要阶段

Ⅰ阶段——　原始太阳气尘云和后来成为超新星的一颗星(大于 4700 Ma 前)

Ⅱ阶段——　原始太阳气尘云落入超新星影响范围之中(4700 Ma 前)

Ⅲ阶段——　从比较均匀状态下的原始太阳气尘云开始有序化和吸积(4700 Ma 前)

Ⅳ阶段——　中央的浓聚部分转变成太阳，太阳系形成(包括地球，完成于距今 4500～4600 Ma)

当太阳达到一定大以后，在它的内部开始热核反应，氢转化成氦。年轻的星，特别是质量大的星常以星风(太阳以太阳风)的形式失去部分物质，环绕它可能构成一个像土星环那样的环。这些环开始时凝聚成星子(请回顾一下摩耳顿-张伯伦假说)，然后以最大的星子为核心发展成行星和卫星。太阳周围的原行星云和太阳本身都快速自转着，但渐渐被磁流体动力所减缓，太阳系中的惯量重新分配。这样，考虑到磁力，就能克服康德-拉普拉斯假说所遇到的主要矛盾。克服这个矛盾的另一个方式是认为惯量从太阳转到了行星，即认为原太阳星云中有强的湍流对流，在此过程中有物质的抛射和惯量向系统的外部转移。

这样，最可能的太阳系形成过程包括以下的阶段：

(1) 由星际气尘云形成太阳和近太阳的旋转星云，这个过程可能是在近处一颗超新星爆炸的影响下发生的；

(2) 太阳和近太阳星云的演化中，以电磁的或湍流对流方式从太阳向行星传递转动惯量；

(3) 环绕太阳的环中尘埃云凝聚成星子；

(4) 星子的进一步凝聚，形成行星；

(5) 在行星周围也有上述过程发生，并形成卫星。

全部的演化过程相对于太阳系后来的演化历史是很快的，总共不过 100 Ma。

内行星由于距太阳近而失去了挥发物质(由于受加热和太阳风的影响)，主要由含铁硅酸盐物质组成，因此它们的大气层具有次生来源，是在这些行星的火山作用过程中，内部除气作用的产物。惰性气体氩和氙的同位素组成研究的资料说明，大气在距今 4400 Ma 以前已开始形成。最新的观点认为，星子相互碰撞的同时所分离出来的挥发物在大气形成的早期阶段具有重要意义，随后，大型陨石降落过程中所分离出的挥发物也具有重要意义。水首先在地球上出现，而在火星上它已是固态的了(二氧化碳也如此)；在外行星及其卫星上，更多的是冰和冻结的轻气体 ——氢、氦、甲烷等。

原来学者们相当一致地认为，内行星包括地球是由铁硅酸物质的混合物组成的，而后发生了铁核和硅酸盐岩地幔的分离。古老岩石的剩磁表明，呈液态的外核在距今 3500 Ma 的时候就已存在了。近 10 年来，在学者们当中另一种观点渐渐变得流行，即开始聚集的是难熔的物质，主要是铁质的，形成类地行星的核；后来在核的外面又加积了易熔的硅酸盐物质，这是一种非均匀增生的概念，也就是行星有顺序地增加自己的物质，与上面说到的均匀增生的概念不同。每个学说都有自己的证据，但最可能的是有人提出的一种中间观念，认为开始形成的是内核，然后是均匀增生，外核则是在地幔分异过程中形成的。

与这个问题紧密相关的是地质学家们感兴趣的第二个问题，即关于地球和其他行星初始被加热的程度。因为即使地球从冷的状态中形成，一系列因素也能导致它大大被加热：

- 伴随星子相互碰撞产生热；
- 在分异成核的过程中有重力分异能(这与赞成哪一种成核的观点有关)；
- 天然放射性元素衰变，其中应该包括短寿期的铝、碘、钚等；
- 一个补充的热源可能是固体潮汐摩擦，在地球发展的早期，因为月球离地球近，潮汐摩擦力要比现代大得多。

原地球被加热的程度如何，加热又引起什么后果呢?要做出较准确的估量不是那么容易的事，因此不同学者给出了很不相同的估量就不奇怪了。按有的意见，地幔的温度可能达到过 1500℃，而按另一些学者所做的计算，地幔的温度只是接近其熔点，也有人认为行星的表面，特别是月球，可能存在过"岩浆海"，后来结晶成初始的玄武岩壳。

很可能是在地球最早的历史阶段，不仅发生了核-幔的分离，而且也有了薄的、具有相当塑性的岩石圈和埋藏不深、粘性很低而且大部分呈熔融状态的软流圈。这样的状况导致强烈的岩浆作用，特别在那些大型陨石降落的地方有更强烈的岩浆作用，形成"岩浆湖"。

3. 月球的起源

还应对演化历史与地球历史密切相关的月球的起源问题说几句话。迄今，月球起源仍然是一个争论问题，有几种假说：一种假说认为月球是由环绕地球的环进一步凝聚而形成的，环与土星和其他外行星的环相似，由众多的小卫星组成。此假说关于环产生的方案之一是，一个大小与月球相当的星子与地球相撞，被破碎和加热的物质就是环；另一种假说是已形成的月球行经地球附近时被地球俘获；第三个假说是在 100 年前由小达尔文(G. H. Darwin)提出的，认为月球是从地球分出去的。最后一个假说的现代说法是，分离发生在地球早期，当时地球自转速率很快，并进行着铁核和密度较小的地幔分离的过程。不论哪一种假说都应考虑到，月球与地球在密度、化学组成方面存在着一定差异的事实。

第5章 风化作用

地壳的表层岩石在处于与大气圈、水圈和生物圈互相密切作用的条件下，将受到破坏而改变其成分和状态。组成地壳的大多数岩石形成于某一深处，有时甚至是相当深的部位，而在地壳的外表和表层，岩石是处于完全另一种物理-化学条件下，在各种因素的影响下开始破坏，遭受最普遍也是最重要的一种外动力地质作用—— 风化作用。

岩石中各种成因的裂隙均有助于风化过程。在沉积岩中，这些层状裂隙在松散沉积物固结为岩石的过程中形成，分开各个岩层。岩浆岩中发育冷凝裂隙，即在岩浆冷凝时，由于体积缩小而形成的裂隙，这是一些节理裂隙。例如，玄武岩有典型的柱状节理，花岗岩有板状节理，某些辉绿岩则发育球形节理。此外，一些地区广泛发育由于地壳运动而产生的构造节理。裂隙网越密，越易产生风化作用。

风化是矿物和岩石的物理破碎或崩解、化学分解和生物分解等复杂作用过程的综合。这些作用过程是由一系列因素引起的：昼夜温度和季节温度的变化；冻结水的机械作用；植物根系的生长等等；还有水和气体——酸和二氧化碳的化学作用，以及动植物生存及其枯死、分解而产生的有机酸和其他产物的生物化学作用。由于作用因素的不同，在一些情况下，产生岩石的物理崩解（解体）并形成大小不等的块体，矿物成分和化学成分不发生改变；在另一些情况下，受化学和生物化学因素影响，岩石矿物成分发生根本改变，被新的物质所取代。

“风化”一词，并未反映作用过程的全部复杂性，但在地质、地理以及土壤等方面的文献中广泛出现。作为同义词，也采用由费尔斯曼引入的“表生作用”一词（希腊文“гипер”——在上面、从上面之意）。在单一和复杂的风化作用中，相对地划分出两种相互联系的主要作用方式：物理风化、化学风化，有时还分出有机风化。但是有机物对于岩石的影响及其作用，或者属于机械破坏，或者属于化学分解。亦即根据情况不同，将有机风化包括在相应的两种方式中的统一的风化过程。

5.1 物理风化

物理风化由各种因素引起。由于作用因素性质的不同，岩石在物理风化时的破坏也是各种各样的。一些情况下，破坏过程是由岩石自身产生，没有外部机械作用营力参加。属于这类的有，由于温度变化引起的岩石各组成部分体积的改变，这种现象可称为温度风化。在其他条件下，岩石是在外部营力的机械作用下遭受破坏。这种作用过程可相应地称为机械风化。

1. 温度风化

温度风化是由于昼夜温差和季节温度变化而发生的，这些温度的变化引起岩石不均匀的变热和冷却。此时，组成岩石的矿物颗粒在温度升高时膨胀，而在温度降低时又冷缩。这样，在岩石中交替地产生挤压力和拉伸力。膨胀和压缩在岩石的最外表部分（0.2至数米）表现得更强烈。多矿物组成的岩石由于温度风化而遭受最大的破坏，诸如花岗岩（图5.1）、辉长岩、片麻岩等等。组成这些岩石的各种矿物具有不同的体膨胀系数。因此，温度变化时，其变形程度不

同。况且，甚至同一种矿物的线膨胀系数的变化还与晶体的方向有关（各向异性）。例如，石英和方解石晶体在垂直三轴方向上的线膨胀系数几乎比其在平行轴线方向上大一倍。因此，在温度变化时，对于单矿物岩石，例如，石灰岩、石英砂岩等，可形成局部性应力。

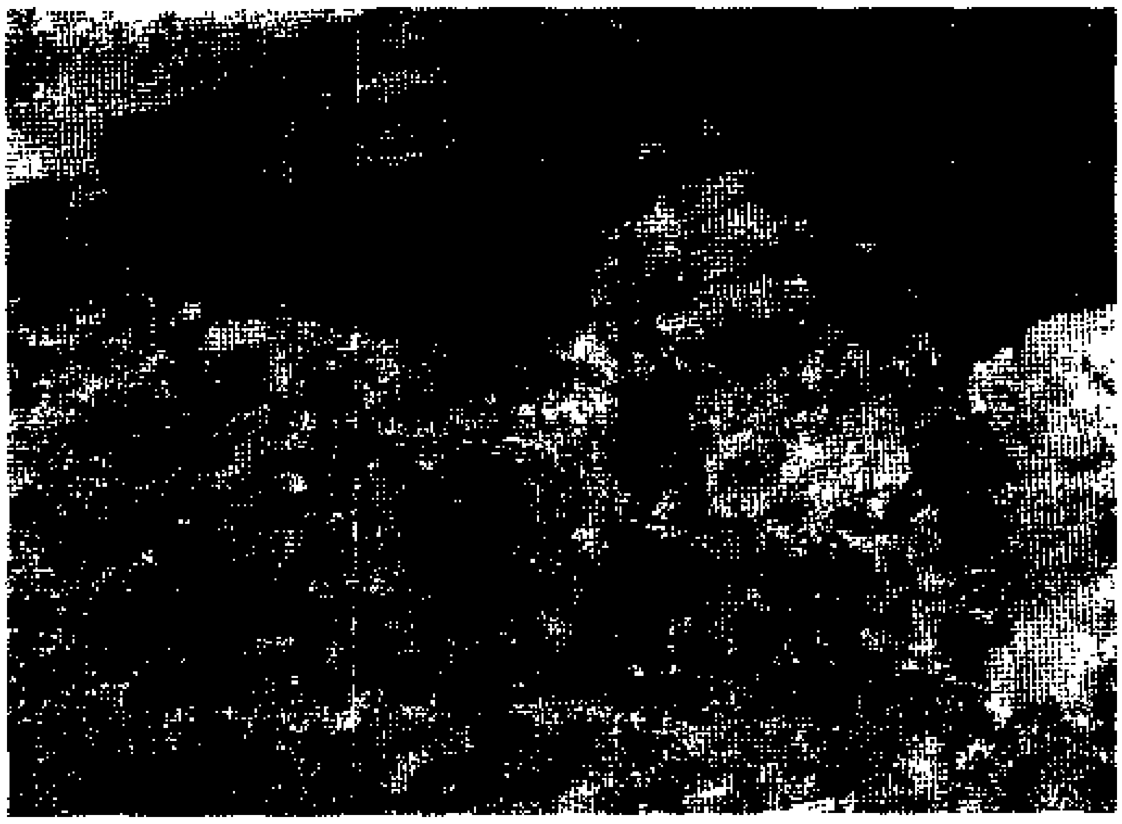


图 5.1　花岗岩中板状节理的风化

由于温度变化长期作用的结果，还由于膨胀系数的不同，使岩石中矿物颗粒间的联结受到破坏，岩石开裂、解体成一些单个的块体。影响温度风化强度的还有岩石的颜色以及组成岩石的矿物颗粒的大小。众所周知，阳光影响（日照）可使暗色矿物的增温加强。因此具暗色矿物和粗粒矿物的岩石破坏较快。

温度风化在温度反差大的地区最为强烈，特别是昼夜温差大，并且空气干燥、缺少植物覆盖的地区，因为植物覆盖可以缓和温度对土壤和岩石的作用。温度风化在沙漠地区尤其强烈，那里的降水量不超过 200～250 mm/a，云量少，昼夜温差常常达到 40～50℃，湿度极小，夏季相对湿度可降到 10%，有时甚至更低。在这样的条件下，岩石经阳光照射，其温度大大超过气温（尤其是暗色矿物），夜晚又强烈冷却。正是在沙漠中，特别明显地表现出岩石表面的脱皮或者剥落作用，形成平行岩石表面的鳞片或者厚板状层。这种作用很可能与岩石夜间的冷却是由表及里有关。由表及里的冷却和白天岩石烘热的剩余膨胀相互作用，其结果即产生平行于岩石表面的裂隙，成层状并沿其形成鳞片。

温度风化在未被雪和冰覆盖的山顶和山坡处也很强烈，那里的空气较低处更清彻、日照也更强烈。有时这里白天的气温可达＋20～30℃，而晚上几乎降到冰点。

2. 机械风化

机械风化在外部营力的机械作用下发生。水的冻结具有特别大的破坏作用。当水落入岩石的裂隙和孔隙然后又冻结时，其单位体积增大 9～10%，同时产生巨大的膨胀力。这种力能够克服岩石对断裂的阻力，将其劈成单个的块体。岩石裂隙中冻结水产生的劈裂作用最强烈在冻结水的影响下，孔隙空间占岩石体积 10～30%的高孔隙度岩石（砂岩等沉积岩）很容易破碎。与周期性水的冻结相联系的作用，通常称为**冻结风化**。这种风化作用见于极地和近极地的高纬度带，也见于高山雪线以上地区，那里也常发生温度风化作用。这些地区常被大面积的岩石碎块覆盖，实际上成为块石和碎石岩堆。

树木根系和掘地动物对岩石也产生这种机械作用。随着树木的生长，其根系越来越大。树

木的根系给裂隙壁以很大的作用力，像楔子一样将裂隙分开，将岩石劈成岩块和碎石，一部分岩块向上顶出。各种掘地动物，如蠕虫、蚂蚁、啮齿类动物等，也产生这种机械作用。

岩石的解体可以引起毛细裂隙和毛细孔中结晶体的生长。在干旱的条件下这种现象更易出现，那里白天强烈烘热，毛细水上升至地表蒸发，含在其中的盐分结晶出来。在晶体生长的压力下，毛细裂隙变宽，导致岩石完整性的破坏并使岩石破裂。

5.2 化学风化

在物理风化的影响下，岩石的破坏不同程度上都伴随着化学风化，某些情况下后者起决定性的作用。这反映统一风化过程不同方式相互间的密切联系。物理碎裂急剧地增大了风化岩石的反应表面积。化学风化的主要因素是水、氧、氮、二氧化碳和有机酸。在这些因素的作用下，从根本上改变了矿物的结构与成分，并形成对应于一定物理-化学条件的新矿物。化学风化的最重要因素是水：水在不同程度上游离成带正电荷的氢离子(H^+)和带负电荷的氢氧离子(OH^-)，这决定了水参与结晶物质反应的可能性，溶液中高浓度的氢离子能够加速风化过程。

当水溶液中存在氧、二氧化碳和有机酸时，更能增加化学风化的强度。这些因素具有很大的活性，并能大大地提高水的游离性。根据风化过程中反应介质的不同，产生不同类型的矿物组合。在潮湿地区，特别是热带和亚热带，高湿、高温，植物茂盛，每年有大量有机物(热带雨林)产生，具有化学风化最有利的条件。这些因素综合作用的结果，大大增加了二氧化碳和有机酸的浓度，因而也增加了氢离子的浓度。溶于水中的离子，诸如HCO_3^-、SO_4^{2-}、Cl^-、Ca^{2+}、Mg^{2+}、Na^+、K^+对于岩石产生化学作用。这些离子也能置换晶体中带电荷的原子，或者与其相互作用，从而导致矿物原生结晶结构的破坏。化学风化进行的过程归结为以下主要化学反应：氧化作用、水化作用、溶解作用和水解作用。

1. 氧化作用

氧化过程在含低价铁、锰及其他元素化合物的矿物中进行得最为强烈。例如，酸性介质中的硫化物是不稳定的，并逐渐被硫酸盐、氧化物和氢氧化物所置换。这一作用过程的趋向可以概括地表示如下：

$$\underset{\text{黄铁矿}}{FeS_2} + nO_2 + mH_2O \longrightarrow \underset{\text{硫酸亚铁}}{FeSO_4} \longrightarrow \underset{\text{硫酸铁}}{Fe_2(SO_4)_3} \longrightarrow \underset{\text{褐铁矿}}{Fe_2O_3 \cdot nH_2O}$$

第一阶段，得到硫酸亚铁和硫酸(H_2SO_4)。硫酸的存在大大增加了风化强度，促进矿物的进一步分解。第二阶段，硫酸亚铁转变成硫酸铁。后者是不稳定的，在氧和水的作用下变成铁的含水氧化物——褐铁矿。事实上褐铁矿为复杂的矿物集合体，其成分与针铁矿($FeO \cdot OH$)和含水针铁矿($FeO \cdot OH \cdot nH_2O$)相近。在一系列硫化物金属矿床和其他含铁矿物矿床的地表，可见“褐铁帽”，它们是氧化和水化同时作用的结果。在水量不足之处，形成贫水氧化铁——含水赤铁矿($Fe_2O_3 \cdot H_2O$)。氧化作用的结果，磁铁矿($Fe^{2+}Fe_2^{3+}O_4$或$FeO \cdot Fe_2O_3$)变成赤铁矿(Fe_2O_3)。在水、氧和二氧化碳作用下，当橄榄石、辉石、角闪石一类矿物氧化时也可形成赤铁矿，反应如下：

$$\underset{\text{橄榄石}}{(Mg,Fe)_2[SiO_4]} \longrightarrow \underset{\text{赤铁矿}}{Fe_2O_3} + \underset{\text{溶解的重碳酸镁}}{nMg(HCO_3)_2} + \underset{\text{溶解的硅酸}}{mH_4SiO_4}$$

氧化和水化的进一步作用，导致形成铁的含水氧化物（$Fe_2O_3 \cdot nH_2O$）。许多沉积岩，例如砂、砂岩、粘土、泥灰岩，凡含有铁质矿物成分者，常被染成指示含有铁质氧化物的褐色或赭色。

2. 水化作用

是指水与原生矿物组合并形成新矿物的作用。例如：

（1）无水石膏变成石膏，其反应式 $CaSO_4 + 2H_2O \rightleftharpoons CaSO_4 \cdot 2H_2O$（在改变条件时，反应是可逆的）；

（2）赤铁矿变成铁的含水氧化物：$Fe_2O_3 + nH_2O \rightleftharpoons Fe_2O_3 \cdot nH_2O$。水化作用时岩石体积增大，使沉积物变形。

3. 溶解作用

在含有二氧化碳的水的作用下，岩石发生溶解作用。在含氯化物、硫酸盐和碳酸盐类的一些沉积岩石中溶解作用尤其强烈，氯化钠、氯化钾等氯化物的溶解度最大。按溶解度排列，在氯化物之后是硫酸盐，其中包括石膏，再其次是碳酸盐类岩石：灰岩、白云岩、泥灰岩。在地表水和地下水溶解作用下，在岩石表面形成特殊的形态：沟槽、漏斗、洼坑，深部有通道和洞穴，这种作用称为岩溶（见第 8 章）。

4. 水解作用

复杂的水解作用对于硅酸盐类和铝硅酸盐类岩石的风化具有特别重要的意义。这种作用包括分解矿物、带出某些元素、与氢氧离子组合以及水化作用。在水解过程中，矿物的原生晶体结构被破坏、改造，并且可能完全遭到破坏和被完全不同于原始的、新生成的表面风化矿物结构所替代。在水、二氧化碳和有机酸的作用下，硅酸盐和铝硅酸盐的表面风化常常分阶段地伴随各种粘土矿物的形成。例如长石的分解方式（长石→过渡矿物→高岭石）：

$$\underset{\text{正长石}}{K[AlSi_3O_8]} \longrightarrow \underset{\text{水云母}}{(K,H_3O)Al_2(OH)_2[AlSi_4O_{10}] \cdot nH_2O} \longrightarrow \underset{\text{高岭石}}{Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]}$$

由长石变成高岭石时发生的某些变化和反应有：

（1）所有 K、Na、Ca 阳离子在与二氧化碳相互作用时，均形成碳酸盐真溶液（$CaCO_3$，Na_2CO_3，K_2CO_3）和重碳酸盐溶液。在潮湿温暖的气候条件下，碳酸盐类被带到其形成区域之外；在干旱、湿度不足的条件下，碳酸盐类留在原地，形成硬壳或者在距地表不深处从溶液中沉淀出来。碳酸盐的这种形成过程称为碳酸盐化。

（2）长石的架状结构变成高岭石和其他粘土矿物所特有的层状结构。

（3）部分溶解的二氧化硅被水带走，使河水的固体流中平均有 11% 的 SiO_2。大部分带出的二氧化硅很快变成胶体状态，以非晶质的水化沉积物 $SiO_2 \cdot nH_2O$ 沉淀出来，在干燥和部分失水时，变成蛋白石；部分 SiO_2 与高岭石牢固地结合在一起。

（4）高岭石中氢氧离子的化合。富含铝硅酸盐的岩浆岩和变质岩（花岗岩、花岗闪长岩、片麻岩等）风化的结果形成高岭土矿床。地表条件下高岭石是相当稳定的矿物，但是，在高温、大量降雨以及植物落叶等有利的条件下，它发生进一步分解并形成更稳定的化合物——铝的氢氧化物，例如水铝矿或三水铝矿[$Al(OH)_3$]，是主要的含铝矿物之一——铝土矿。铝的氢氧化物常呈斑块状分布于高岭石中。

多矿物岩石风化时，与形成氢氧化铝的同时，在最终阶段形成铁的氢氧化物，有时是锰钛的氢氧化物。在铁镁矿物（橄榄石、辉石、角闪石）和碱性长石中化学风化作用最为强烈。

5.3 化学风化过程中有机界的作用

在矿物和岩石复杂的化学风化过程中，生物圈有极大的作用。维尔纳茨基(В. И. Вернадский)首先提出了关于生物圈和有机物地质作用的学说。他引入了关于"活动物体"的概念，将活动物体视为永恒的地质活动体、太阳能的蓄积体和再分配者。他写道："捕获太阳能的同时，活动物体生成化学化合物，当后者离解时，又可以化学作用的形式将太阳能释放出来。因此，从化学观点看，活动物体是活跃的物质形态，其化学能可变成其他形式的能——机械能、热能等等。在活动物体参与下形成的矿物和化学分子也是同一能量的载体，其原始能量含于太阳的辐射能中。活动物体是被激活的物质形态，其能量越大，活动物体的质量越大"①。维尔纳茨基关于有机物地质作用的学说在波雷诺夫(Б. Б. Полынов)及其学生以及维诺格拉多夫(А. П. Виноградов)等人的著作中得到进一步的发展。

从坚硬岩石表面出现最初的生物群——各种微生物、地衣和苔藓起，对于岩石的生物地球化学作用就开始了。经过这种作用，在岩石表面上，当生物死后就出现了凹坑，并被干枯的有机物(微生物等生物群体)所充填。这些又为以后更高级植物及动物群落的出现准备了条件。有机物在化学风化中的作用在于，有机物从风化破坏的岩石中吸取生物自身生存需要的化学元素(作为食物)。属于这一类的元素有 P、S、Cl、K、Ca、Mg、Na、Sr、B，还有少量的 Si、Al、Fe 及其他元素。

植物灰分的分析表明，灰分中元素的含量及其相互比例，由于生物吸收各异，与原来岩石中的元素有本质上的不同。灰分中 P、S 的含量高数十倍，K、Ca、Mg 以及微量元素的含量高数倍，而 Si、Al 和 Fe 较少。同时，灰分中 Si 和 Al 的存在证明，原来的亲石植物已经破坏了铝硅酸盐晶格中氧化硅和氧化铝之间的牢固联结。应当指出，有机物不仅参与分解原生矿物，吸收其元素，而且也参与有机物质衰亡和矿化。之后，又以特殊的、生物成因的化合物形式保存元素，形成矿物。因此，风化壳上部，特别是土壤覆盖层所特有的物质生物循环，具有其发育的周期性和倾向性，这就是有机物从破坏的岩石中吸收元素到有机物的衰亡和有机物质的矿化，直到在周围介质中生长出完全新的矿物。这一作用过程分阶段进行，有时有各种不同的循环周期。这是与有机物生存的持续时间相联系的，包括最短的微生物的生存周期。

除此之外，在化学风化过程中，具有重要意义的还有：

(1) 光合作用时氧的释出；

(2) 植物枯死和有机物体分解及其被微生物改造时，有机酸和 CO_2 的形成。有机酸和 CO_2 的存在大大加强了原生和次生矿物的溶解和水解。有机界对岩石的作用强度，与不同气候带的植物群落以及生物量的多少有关。例如，寒带森林每年死亡的有机质约为 0.35—0.55 kg/m^2，而在潮湿的热带森林可达 2.59 kg/m^2，由此，在湿热地区的土壤水具酸性反应，更强烈地作用于原岩的矿物，破坏其晶体化学关系。

因此，有机界对岩石的作用，或者归结为物理(机械)破坏，或者归结为化学分解。应当再次强调将风化作用划分为物理风化和化学风化的相对性。因为这是一个统一的、复杂的相互联系，并同时作用的过程，特别是对于土壤和基岩的上层来说更是这样。问题仅仅在于，根据气

---

① 维尔纳茨基(В. И. Вернадский)，活动物体与海洋化学，莫斯科(1960)。

候、地形、岩石成分及其他各因素的不同，物理作用或者化学作用中的哪一种占主要地位。

天然条件下岩石风化表现出不平衡性，这与岩石有不同的裂隙程度有关。沿裂隙带极易流入水以及大气圈的其他物质成分，使风化作用向深部迅速发展，其结果形成巨大的、有时具垂直陡坡的负地形（当破坏物质成分被挤出时）。在层状岩石中和成分与硬度不均匀的岩石中，不坚硬的或可溶盐类岩石最易风化。这种选择风化的结果，在局部地区形成形状奇异的残丘。

5.4 风 化 壳

岩石在统一而复杂的物理和化学风化过程中被破坏，最终结果是积累起各种风化产物。它们可以分为：

（1）移动型，被排出到一定距离；

（2）残留型，留在经受风化作用之处。这些未移动的残留的风化产物，成为陆相沉积物的一种重要成因类型，称为残积物。

岩石圈上部的各种残积形成物的总和称为风化壳，由未移动过的残积物构成的一类风化壳为自形壳。自形壳的显著特征就是全部由原岩组成。除上述残留风化壳以外，某些研究者还分出次生壳。次生壳的成因与从自形壳带出的一系列化学元素有关，这些元素是在地形低凹处以真溶液和胶体溶液形式存在的；次生壳还与以各种矿物形态出现的、组成次生壳的化学元素沉淀有关；次生风化壳的成分也与自形风化壳形成时产生的各种作用和成分有关。自形壳与次生壳的此种联系被称为地球化学的成对性（同源性）。同时还应该指出，大多数地质工作者对于风化壳的理解，仅仅限于岩石经初始风化作用产生的这些原生未移动过的自形风化壳。

组成风化壳残积物的成分及其厚度的变化，取决于各种因素的相互组合。形成巨厚风化壳的有利因素有：高温和高湿度、相对平坦的地势（包括古老山地经过夷平作用的缓平原、宽阔平缓的内陆平原分水岭和被称为再生山脉地带的高原与平缓山区）、茂盛的植被和大量的落叶、含多种矿物的原生岩浆岩与变质岩以及长时期的风化作用等。

风化壳厚度和成分变化与上述各因素之间的关系表示于图 5.2。在经受地壳上升作用的年轻山区，有地表水和其他外营力因素造成的地形切割以及强烈的机械剥蚀作用、破碎岩石的搬运作用等。这些作用都在岩石和矿物化学分解之前发生，因而很难形成发育完全的巨厚风化壳。风化壳主要由物理风化作用产生的碎屑物形成。厚度最大的风化壳（达 80—100 m 或更大）常形成于地形相对平缓、热带和亚热带炎热和潮湿的气候区。在这种风化壳的垂直剖面中，常见到具有一定顺序的残积成因沉积物。在底部有碎裂的（崩解的）基岩，向上变成水云母-蒙脱石-拜来石岩层，再向上，则被斑状高岭石层及其含有的铁、铝氢氧化物包体所取代。岩石最大程度的分解是风化壳顶部的特征，这里有铁和铝的氢氧化物，局部也有硅的氢氧化物。在干燥条件下，由于风化壳顶部残积物含有矾土（Al_2O_3）和氢氧化铁，看起来像烧过的红砖一样。因此，这些风化壳也被称为砖红壤。风化壳顶部红土具有很大的强度，似乎封住了下伏的残积层，因此它们常被称为铁甲或者护甲（“铁帽”——译者）。

风化壳的上述各层逐渐递变，其间没有明显的界限。特别应指出风化壳底界的复杂性：底界极不平整，局部沿大裂隙和构造断裂深深地穿入基岩。

在寒带森林灰壤带，由于大气降水的减少和温度的降低，风化壳的厚度大大减小了，虽然这里还可划出一定分带性，也可看到由相对碎裂的岩石向水云母-蒙脱石-拜来石层，以至向高

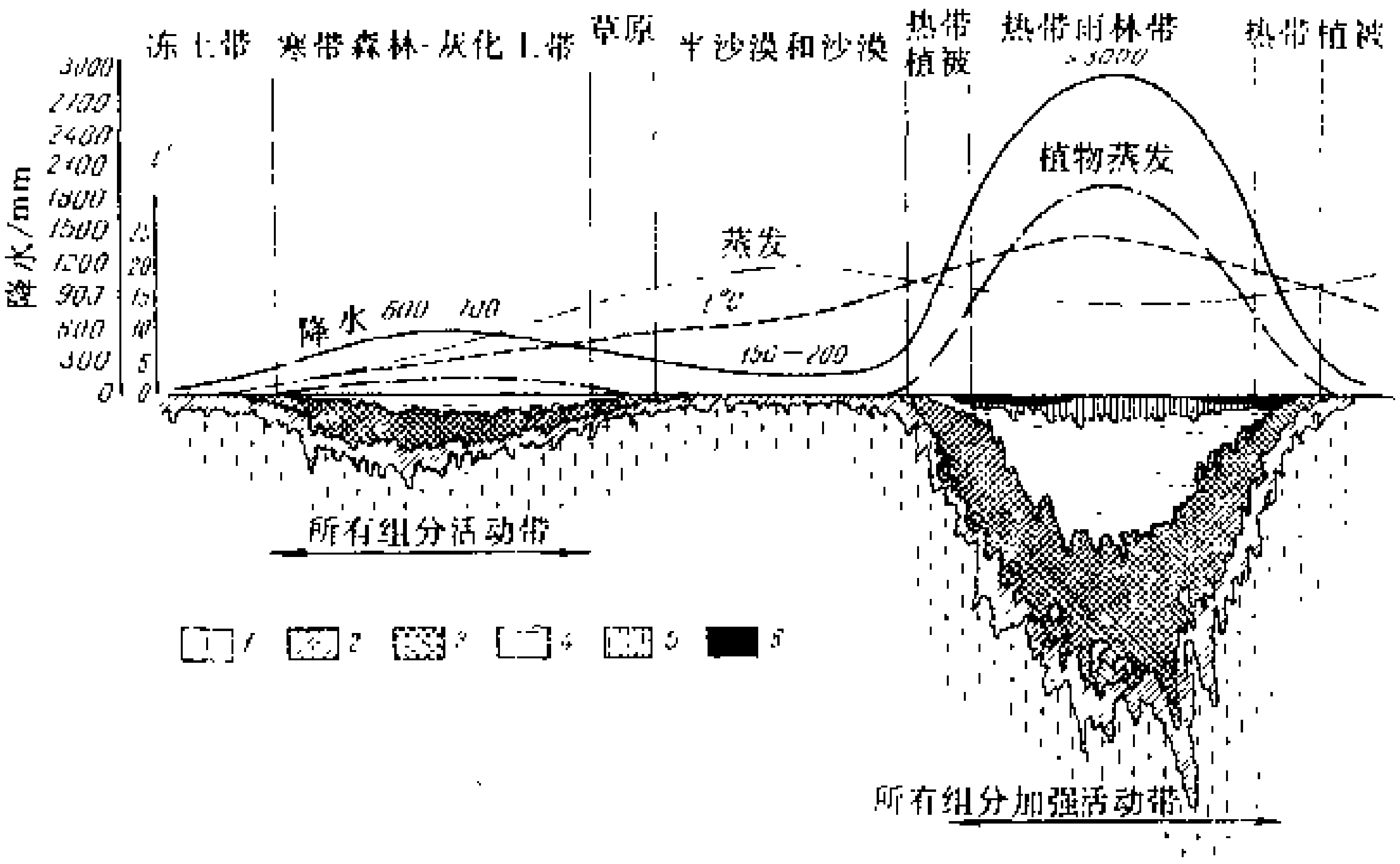


图 5.2 在构造不活动区，风化壳形成的示意图

1—新鲜岩石；2—化学成分很少改变的碎石带；3—水云母-蒙脱石-拜来石带；

4—高岭石带；5—Al_2O_3 赭石；6—Fe_2O_3，Al_2O_3 帽

岭石层逐步过渡的现象。

在沙漠和半沙漠地区，由于降水量小、蒸发量大，主要发生物理风化作用，其残积层由很少变化的原岩和矿物的碎块构成。冻土地带与此相类似。

有人根据各种风化壳的构造，提出了岩浆岩风化过程的某种顺序性或阶段性：

(1) 碎裂阶段　主要为物理风化作用，原岩碎块积累起来；

(2) 硅铝岩钙化[①] 阶段　该阶段可见到碱性或碱土元素(主要是 Ca 和 Na)的析出，因此，在残积物中形成方解石薄膜或方解石结核；

(3) 酸性硅铝岩阶段　该阶段硅酸盐化学结晶结构发生深刻变化，并生成粘土矿物高岭石和绿高岭石；

(4) 铝铁岩阶段　矿物继续分解，风化壳富集铁、铝和铁的氧化物、氢氧化物，主要是针铁矿、含水针铁矿、水铝矿或者三水铝矿。某些研究者将该风化壳称为铁铝土岩风化壳。

风化阶段规律性是仅指一般的风化作用过程。改变各因素(气候、地形、岩石成分)间的相互关系会影响原生矿物分解的性质和阶段。此外，上部和较深部位各带中的矿物在化学分解程度上有差别，并不等于就是不同风化阶段的产物，相反这可用来解释某些巨厚风化壳的垂直分带性。表层带有较多量的水、二氧化碳和有机酸参与活动，在这一酸性介质中化学反应更为强烈，原生矿物也更强烈地改变成粘土矿物(高岭石等)，甚至变为游离的铁、铝和硅的氢氧化物。正是在上部带消耗大量的活性化学反应物，较深部位流入较少活性溶液，在这一碱性介质中风化作用减缓、变弱并生成一些过渡类型的矿物，例如，水云母和蒙脱石等。有些情况下，风化壳的底部接触界线相当明显，有时不存在碎石成分的过渡带。局部甚至缺失过渡型的粘土矿物，

---

① "硅铝岩"一词来源于 S. 和 Al 两种元素命名的组合，这些元素是该阶段生成的主要矿物成分。

直接在遭受风化作用的岩石上覆盖高岭石-水铝矿带，甚至水铝矿-赤铁矿-针铁矿带。

不仅岩浆岩和变质岩遭受风化作用，沉积岩也同样经受风化作用。长石砂岩、砾岩、碳酸盐岩、硅质碳酸盐岩和其他沉积岩中都有风化作用。灰岩物理风化时可变成碎石，而在化学风化作用下可强烈溶解，并在地表形成低洼的岩溶地形，在深处则形成暗河和溶洞。有时在岩溶地形中可见残留的、不溶解的粘土产物，富含铁质，局部有铝土矿。这种粘土被称为红土。白云岩在水溶液作用下，尤其水中含有 CO_2 时，也遭受溶解，局部变成疏松的“白云岩粉”，并形成奇形怪状的透镜状和囊状地形(图 5.3)。沉积岩风化壳厚度一般不大(达 5 m，局部可达 10 m)，只有在裂隙发育地带或不同成分岩石接触带可增大到数十米。

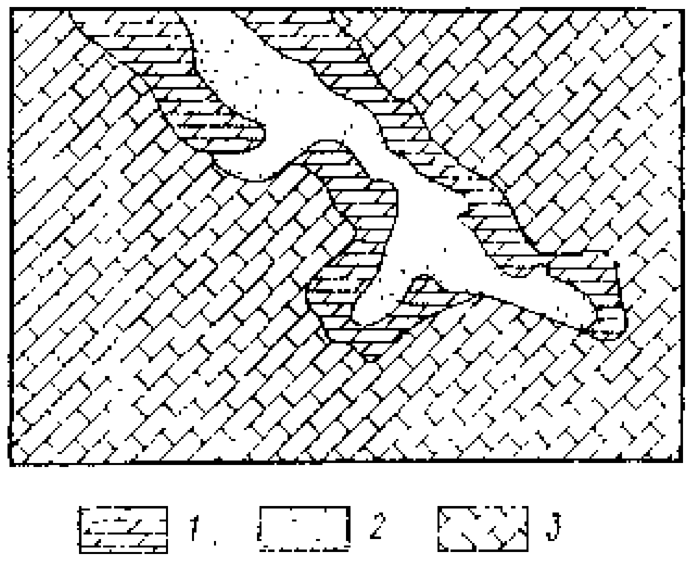


图 5.3 碳酸盐岩风化时形成的白云岩粉透镜状和囊状地形

1—白云岩，2—白云岩粉，3—灰岩

因此，风化壳的形成是复杂的，并与一系列自然因素相关，诸如岩石成分、地形、气候、潜水、生物活素以及地壳运动等相关。

1. 现代风化壳与古风化壳

现代风化壳一般厚度小、发育不充分，其残积物几乎未分带，在其上部覆盖现代土壤层。古风化壳具有更重要的理论意义与实际意义。在地壳的地质发展过程中，不只一次地出现过形成风化壳的有利环境，这相对于漫长的大陆地壳发育来说，是地壳上升运动减弱和变缓的环境。

2. 区域性风化壳和带状风化壳

大面积发育并保存了所有原始分带性的风化壳称为区域性风化壳，发育在经剥蚀作用夷平的山区地表以及构造运动平静的平缓山地和隆起地带。带状风化壳主要发育于山区褶皱带范围内的平缓地区，这些地区曾是构造裂隙和断裂发育的狭长地带，也可以是不同成分和不同成因岩石的接触带以及脉状侵入体发育带。在这些条件下，风化作用比较强烈，这是由于上述各带能较通畅地流入地表水或渗流热液水。有些情况下从区域性风化壳底界伸出深而窄的带状风化壳，形如“囊状”或“舌状”，它的厚度超过区域性风化壳厚度 2 倍以上，局部可达 150—200 m 或更大。

长期发育的古风化壳常以结构复杂为特征。前苏联境内已发现了元古代以来各时代的古风化壳。卡累利阿和乌克兰有元古代的风化壳，在吉曼有泥盆纪的风化壳，中生代和前新生代风化壳发育在乌拉尔、哈萨克斯坦、阿尔泰以及西伯利亚一些地区。以南乌拉尔各种岩石中广泛发育的中生代风化壳的构成作为实例。花岗岩中的风化壳(图 5.4)，其底部分布有化学变化较小的角砾(碎裂的花岗岩)，其上有水云母层，再向上是高岭石层。区域性风化壳的厚度可达 100 m 或更大。这里很清楚地反映出不同岩石接触带(花岗岩-页岩、页岩-灰岩)以及强裂隙带附近发育的带状风化壳。从图中可见，风化壳以产生高岭石的硅铝岩阶段结束，厚度达 200 m 以上，以缺失碎石带为特征。南乌拉尔超基性岩体区域性古风化壳剖面，自下而上依次有：碎裂的蛇纹岩；淋溶的蛇纹岩；绿高岭石(含铁蒙脱石)；赭土，风化壳总厚度为 30—70 m。有些情况下，形成巨厚接触型风化壳。南乌拉尔金比赛超基性岩底板含镍接触型的囊状风化壳即为一例(图 5.5)。在绿高岭石化的蛇纹岩层上有绿高岭石，再上有红色与褐色的条带状赭土。这里基

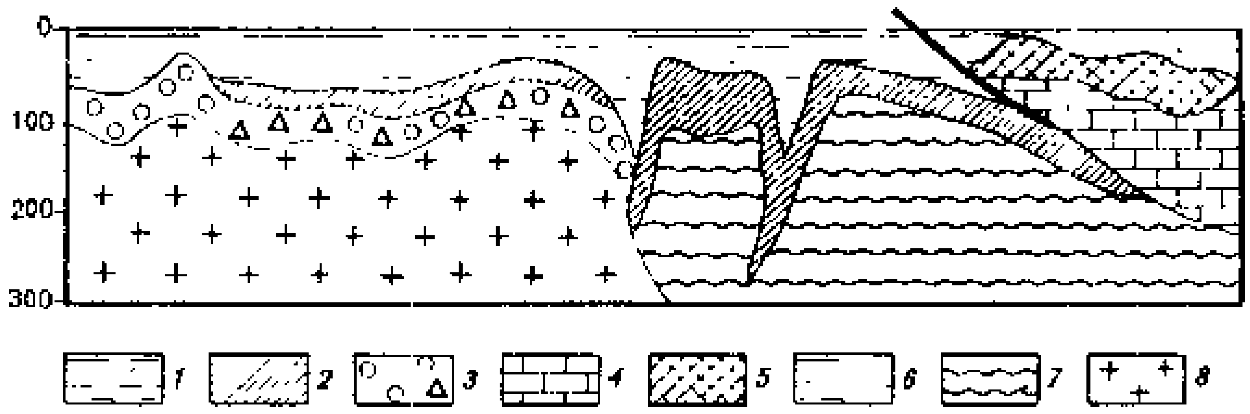


图 5.4 乌拉尔花岗岩中古风化壳结构示意图

1 高岭石带，2--水云母带，3 碎石带，4 灰岩，5—石英岩，6—石英粉砂，7 页岩，8 花岗岩

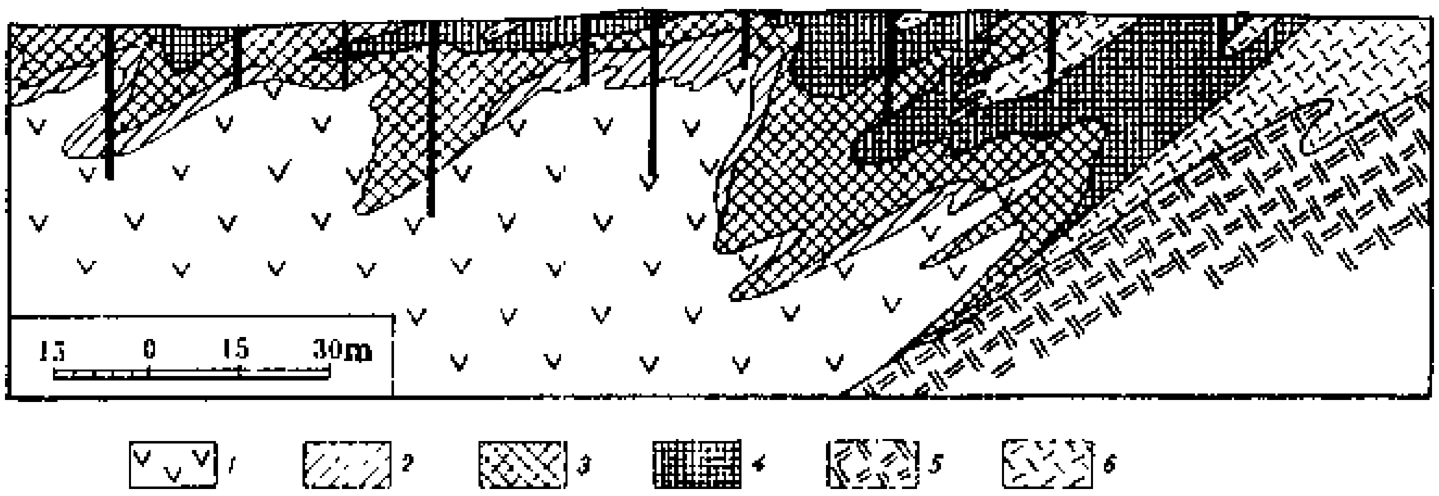


图 5.5 辉长岩类岩石与超基性岩接触带上疏松风化产物的"囊"

1 -淋溶的蛇纹岩，2—绿高岭石化的蛇纹岩，3--绿高岭石，4—赭土，

5--辉长-角闪岩，6--蒙脱石化与高岭石化的辉长-角闪岩

岩(辉长角闪岩)中,风化产物的成分是另外一类,发育蒙脱石化和高岭石化的岩石。

图 5.6 表示断裂构造对风化作用的影响,可见到在断裂带范围内超基性岩风化壳的厚度显著增加,并且各带之间的接触是很陡的。利西岑娜(И. А. Лисицына)的书中指出了潮湿热带气候条件下风化壳的不同成分:某些条件下,可见到由未变化的岩石逐渐过渡到含水绿泥石-水云母粘土层(有时含有蒙脱石和绿高岭石),再向上被高岭石取代,然后是水铝矿-高岭石层,含有铁和钛的氢氧化物(越南型,图 5.7 之 I);另一些条件下,母岩直接与最终风化产物接触.

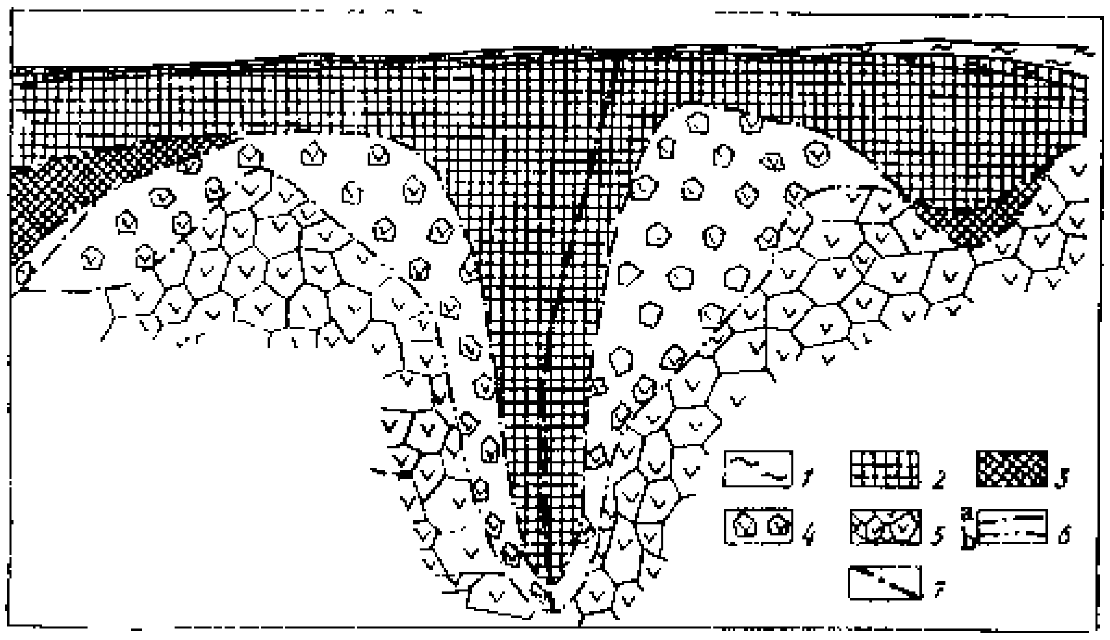


图 5.6 裂隙-区域型风化壳剖面

1 -覆盖层和蛇纹岩风化壳赭色粘土产物再沉积,2 沿蛇纹岩的赭土,3 绿高岭石化的蛇纹岩,

4 英云角岩化的蛇纹岩,5 镁质碎裂蛇纹岩,6 风化带的界线(a--确认的,b--推测的),7-- 断裂构造

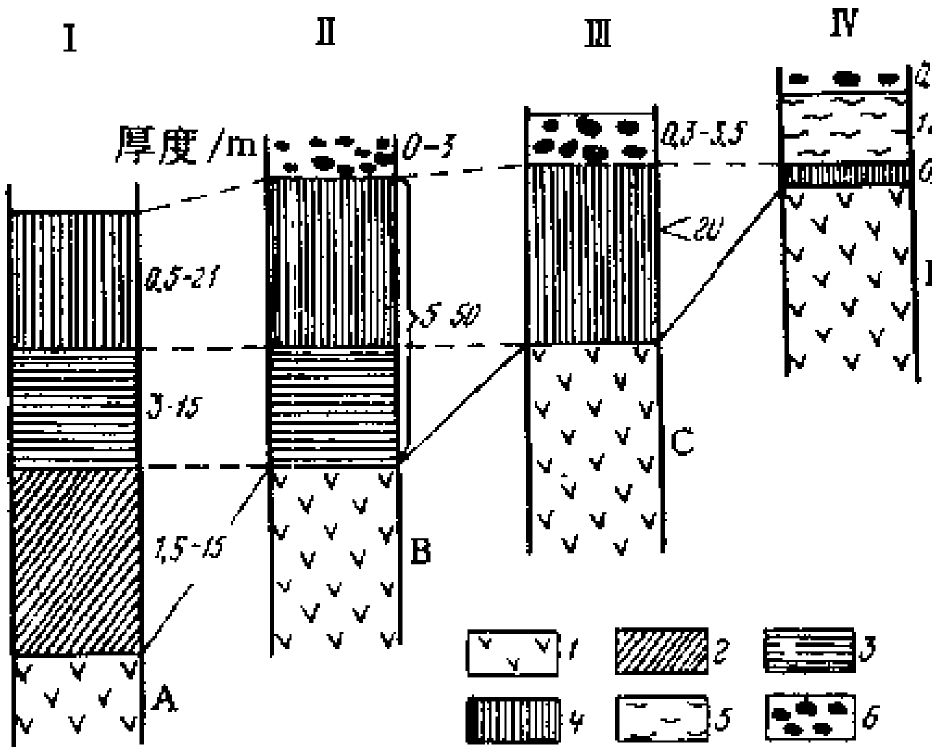


图 5.7 现代—第四纪残积物类型对比

Ⅰ—越南型；Ⅱ—太平洋型；Ⅲ—印度尼西亚型；Ⅳ—几内亚型；1—基岩(a—玢岩，凝灰岩；b—玄武岩；c—安山岩、玄武岩；d—粗玄岩、玄武岩)；2—弱风化岩石-多矿物粘土(绿泥石的，绿泥石-蛭石的)；3—弱风化的高岭石岩；4—强风化岩石-水铝矿-高岭石岩；5—残余结构的水铝矿-赤铁矿-针铁矿；6—结核结构的水铝矿-赤铁矿-针铁矿

缺失过渡型的粘土矿物，几内亚型风化壳中这种现象尤其明显。在玄武岩和粗玄岩中发育不厚的水铝矿-高岭石岩石，向上过渡到铝、铁的氢氧化物和氧化物，局部有钛的氢氧化物和氧化物。主要是水铝矿-赤铁矿-针铁矿岩石，其下部是残余结构，上部是结核结构(图 5.7 之Ⅳ)。

所有上述资料均证明，与多种因素组合相关的风化作用是很复杂的。在形成风化壳的各种作用方式中，可以划分几种相互有关的作用：

- 岩石的破坏与化学分解，同时形成风化产物；
- 在已形成的残积层中，不稳定的风化产物部分被带出和重新分布；
- 在迁移过程中风化产物相互作用，生成新矿物；
- 母岩矿物的交代置换。

正是由于风化作用的这种相互关系，使硅酸盐矿物完全分解，并最终在表层带形成比较稳定的矿物如铝、铁的氢氧化物，为形成如此复杂的风化壳提供了有利条件。大多数研究者认为，风化壳中铝和铁的氢氧化物是热带风化作用的最终产物或者是次生壳中重新沉积的产物。但是有些研究者倾向于用深部铁铝矾土热液的渗透解释铝土岩巨厚风化壳的形成。这种观点仅适用于巨厚的带状(而非区域性的)风化壳，即与地壳断裂或不同岩石接触带相联系的风化壳。

5.5 研究风化壳的科学价值和实际意义

研究古风化壳及其成分具有很大的理论意义。这种研究有助于恢复风化壳形成时的自然地理条件、地形、气候和地壳运动的特点。

风化作用一般在外部(外营力)作用中具有重要意义。在风化过程中致密而坚硬的岩浆岩、变质岩和沉积岩发生碎裂，变成疏松易被破坏的部分，其化学元素发生复杂的分馏。这就为进行沉积作用做了物质的准备，其后这些物质被风、地表水流、冰川、地下水带走和搬运，并在迁

移途中堆积起来(在陆地上),特别是在最终的水域——海洋中沉积下来。这一过程,对于认识陆地和海洋沉积物堆积的规律性以及通过这些沉积物形成沉积岩有重要意义。

1. 风化壳中的有用矿产

许多有用矿产的生成都与古风化壳有关,诸如铝土矿、高岭土、镍的含水硅酸盐、铁的氢氧化物和氧化物、镁的氢氧化物、蛋白石、菱镁矿等等。广为人知并已开采的库尔斯克磁异常的特富铁矿床,本身就位于前寒武纪磁铁石英岩之上的古风化壳中(古生代)。在磁铁石英岩风化过程中,发生氧化硅的淋溶作用和铁的氧化作用,其结果形成富赤铁矿。硫化铜矿床的氧化带,尤其位于石灰岩中的氧化带,常常形成铜的碳酸盐类——孔雀石和蓝玉髓。疏松的风化壳产物中,已知许多重要矿产的砂矿,诸如铂、金、金刚石、钛等砂矿。

2. 土壤及土壤生成作用

地壳最上层的风化作用,还与土壤这样一类重要的历史产物的形成有密切关系。土壤具有特殊的成分与肥力,学者们将具有肥力和含有有机物成分,并有专门特殊结构类型的地球陆地表面层称为土壤。土壤的产生和发育,是很多因素综合作用于岩石的结果,包括水、空气、太阳能、植物和动物有机质。因此,土壤的性质反映自然条件和人类经济活动的地方特点。在这一定义中,反映了这样的重要实质,即土壤是有机物体与岩石、空气、水之间相互作用和能量与物质交换的产物。

自然界中不断产生向前发展的生物物质循环,已死亡有机质的分解,所有这些对于土壤的形成都十分重要。当有机残骸快速并彻底分解时,产生充分的矿化作用。有机残骸分解不充分时,由于氧气补充不足,形成新的相对稳定的有机化合物综合体,呈棕色或黑色,称为腐植土或腐植质。腐植质是具有肥力的土壤的主要元素,其成分中有85—90%的腐植物质(仅肥土所具有的特殊的高分子化合物)。

土壤矿物颗粒活跃的分解作用以及有机成分的积累,决定土壤有其独特的结构,疏松的排列、大孔隙度,使其易于变湿和通气。

土壤的分布和成分取决于生物气候环境、基底岩石的岩石学特征以及在地形中的位置。根据上述各种因素组合的不同,形成不同成因类型的土壤,以剖面的不同组合、不同结构和不同肥力而相互区别。

在正常的土壤剖面中,可划分出几种成因的土层。

(1) 腐植质聚集层 A_1 相应于剖面的最上部,这里落入最大量的地面和根部的植物残骸。主导作用是腐植质的积聚。有时在该层表面可见未分解或弱分解的有机物残骸(森林里的落叶层,草原中的草根层),用 A_0 表示。

(2) 残积层或土壤内部风化层 A_2 这一层中物质的带出占优势。在相当潮湿和温热的气候条件下,该层中硅酸盐岩和铝硅酸盐岩经土壤内部风化作用,大多存在粘土矿物。

(3) 淋积层 B 该层主要淀积和堆积从其他层带来的物质,或以粘土矿物悬浮液的形式,或以胶体溶液和真溶液的形式进行物质的迁移。这些物质填充了孔隙或个别洞穴,造成了形式和化学成分各异的新的物质组成。

(4) 母岩 C 淋积层之下分布有未经土壤形成作用的岩石,这就是通常称的母岩(形成土壤矿物成分的基础),用字母 C 表示。

各种类型的土壤,其上述各层的组合和成分是不同的,主要与生物气候因素的不均一性有关,这些因素(与地形和母岩成分同样)控制着协调进行的风化作用和土壤形成作用的强度。例

如，灰化土和黑土的剖面构成，这两种土形成于不同的生物气候条件(图 5.8)。

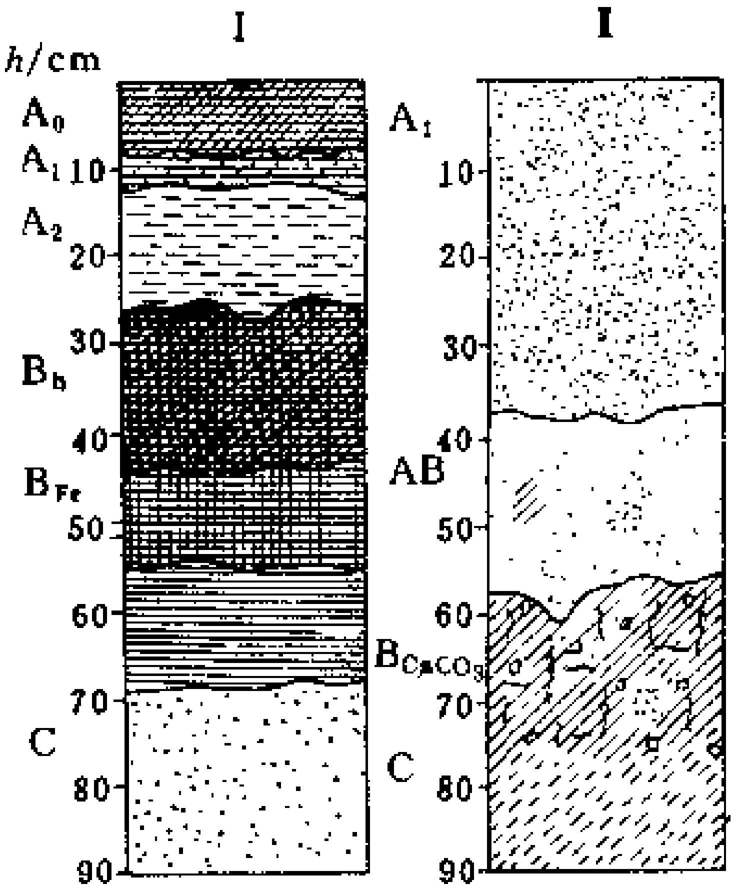


图 5.8 土壤剖面的构成

Ⅰ--灰壤，Ⅱ 黑土

黑土剖面上部是一巨厚的富含腐植质的腐植土聚积层 A_1；其下为 AB 过渡层，含较少的腐植质和下伏层的个别包体。淋积层 B_{CaCO_3}，其特征是淀积有碳酸盐化合物。灰化土壤的构成是另一种情况，这里的腐植土聚积层 A_1 较薄，其下分布残积层(淋溶层)，有机质和活性矿物贫乏。该层颜色较浅，类似灰分的颜色，由此得名"灰壤"——农民们也如此称呼森林带的贫瘠土壤。下面是淋积层 B，在其上部淀积有机质铝矾土物质(B_h)，而下部含铁质物质(B_{Fe})。某些土壤在腐植质层之下既没有残积层，也没有淋积层，虽然该部分剖面按颜色和结构都有别于下伏岩石，这些层有很强烈的土壤内风化作用，矿物质均含粘土和铁质，亚热带森林中的某些土壤——红土，即属此类。

3. 埋藏的土壤

在一些第四纪陆相沉积物中可见到埋藏(古生)土壤。这些土壤已从生物循环圈中退出，因此已不能再复苏，也不能再补充腐植质。特别是埋藏土壤中已有的腐植质逐渐分解蜕变，甚至在年轻的第四纪沉积物中的埋藏土壤，腐植质也很少，或者完全不含腐植质。

第6章 风的地质作用

风的地质作用是与气流对岩石的动力作用相联系的。它表现为下列一些作用:使岩石破裂、粉碎、磨蚀,将细碎屑物从一处搬运至另一处,并在地壳(陆地和海洋)表面沉积成平坦的岩层,然后又将这些物质聚拢起来,成为沙丘和沙脊。风的地质功能又常称为风成作用。风成作用的强度取决于风的种类和速度。气流主要平行于地表移动,风可在很大的范围内搬运碎屑物质,风速越大所做的功就越大:3—4级风(4.4—6.7 m/s)能携走尘粒,5—7级风(9.3—15.5 m/s)能携走沙粒,8级风(18.9 m/s)可搬运细砾石,强风暴时期(风速22.6—58.6 m/s)可搬运石块和砾石。据风沙流所携物质的不同,粉尘暴可分为黑色、褐色、黄色、红色,甚至白色。某些风有严格固定的风向,并在一定时期内吹刮。例如,北非沙漠中的哈姆新风,风期只有50天,风向为北和北西向。非洲沙漠南部中的一种称为"阿富汗人"风,其风向为北和北东,风期为1—3天,中间有间断,总共可延续40昼夜。

最强烈的风是飓风,能穿透岩石裂隙,将其断开成石块,使其碰撞、抛起,并沿地表搬动它们。最大的风速出现于雷暴区。在这些地方气流发生旋转,形成直立旋转的空气漏斗——龙卷风。龙卷风如螺旋般旋入大地,破坏岩石,由于其压力急剧降低,能把松散物质吸进漏斗。漏斗中风的运动速度为数百公里/小时(可达1000—1300 km/h),就是说,有时可超过声速。这种龙卷风可产生巨大的破坏力,能摧毁房屋、掀翻屋顶并将其吹走,翻倒载重车辆、汽车,还能将树连根拔起。龙卷风夹带尘土、沙和所有其他物质,并以10—13 m/s的速度移动数十公里的距离,并在其后留下一条很宽的破坏带。

风在地面的各个部分进行地质作用,但是,由于山顶的风力较盆地和低地的大得多,因此,那里风的作用十分明显。莫斯科大学主楼群尖顶的风速通常较地面高2—3倍。在干旱气候区,昼夜温差和年温差都较大,风的作用更有重要意义。

在缺少植被覆盖、岩石直接与大气接触的地区,风的地质作用尤为强烈。沙漠、山顶和海岸都是这种地区。进到气流中的全部碎屑物质迟早要沉落于地表,形成风成沉积层。风的地质作用包括下列过程:

- 破坏岩石(吹蚀与磨蚀);
- 运移——搬运破碎的岩石;
- 风成沉积物(风成堆积)。

6.1 吹蚀作用与磨蚀作用

由于气流的直接压力使地面上松散岩石遭到破坏、粉碎和被吹走的作用称为吹蚀。当气流中饱含水分和硬颗粒物质,如沙粒等时,其破坏作用增强。借助于硬颗粒进行的破坏作用称为磨蚀。

磨蚀作用在狭窄的山谷、大裂隙带以及被强烈烘热的沙漠盆地等处最为强烈,因为这些地方常产生粉尘涡流。这些粉尘涡流裹携起由物理风化形成的松散物质,向上抛起、打碎,由此使

盆地加深。在外里海沙漠(前苏联)中的卡拉基盆地，深度达 300 m，盆底低于里海面。埃及的利比亚沙漠中许多吹蚀盆地已加深了 200—300 m，并占据了很大面积，例如卡塔拉凹地面积达 18000 km^2。在中阿富汗达士吉-纳瓦尔高山盆地的形成过程中，风就起了很大作用。这里夏天有数十次龙卷风，几乎不停地刮，把沙和粉尘吹刮起来。

狭窄山谷斜坡上的岩石常被削平，甚至磨光，所有松散物都被吹走，风在这里起了不小的作用。风从窄的缝隙中，包括路坑、运输车轮留下的车辙吹走松散物质，而使这些沟、缝加深。在中国广泛发育有松软的黄土，古老道路的沟槽变成了如今的狭谷，其深度可达 30 m。这种形式的破坏作用称为成沟作用；另一种形式的吹蚀是平吹作用，这时风可以从大面积地面上吹走如土壤一类的松散岩石。

图 6.1　阿富汗某地砾岩中的窟洞和崖

对含有硬结核的松散岩石(砂)的平吹作用，可形成奇妙的微地形。在东保加利亚疏松砂层中有碳酸盐胶结的致密柱状砂岩，沙被风吹散，砂岩保留下来，好像树干和树桩。根据柱子高度推算，被吹散的沙层厚度当超过 10 m。

图 6.2　阿富汗的石龙

磨蚀对岩石产生很大的破坏作用。被风驱赶着的数以百万计的沙粒，碰撞到岩壁或岩石凸起部分，对其磨削。普通玻璃瓶垂直置于含沙的风气流中，经过数日即成为磨沙玻璃，因为其表面由于出现许多小坑而变得粗糙。磨蚀可有点状磨蚀、刮蚀(沟槽式的)以及柱蚀。磨蚀作用结果，岩石产生凹坑、网眼、沟槽、划痕。风的气流在距离地面十几厘米处含沙量最大，因此，在这一高度上，岩石中形成的洼坑最大。沙漠中经常刮风时，沙面上的石块会被风磨蚀，而成三棱状。这些三棱石可用来确定古沉积中的风成沉积物，并确定古风向。

被风所破坏的峭壁的形状，在很大程度上

决定于岩石的构造与成分。风以惊人的准确性选择最弱的岩石，造成坑洞——沟槽、孔穴、凹槽、小坑。如果水平岩层由软硬岩石互层组成，则在表面，坚硬岩石将形成岩凸出崖状，它们与凹槽状岩层互层(图 6.1)。胶结较差的砾岩中坚硬的卵石形成起伏不平的各种形态。风在单个立着的岩块周围形成涡流，能够造成一些蘑菇状和柱状的岩石体。风能将自然界中坚硬的岩石地段划分割裂开来，使其相互脱离的能力称为风切割。风的这种切割作用，能够塑造成许多类似人的各种轮廓的奇异形态(图 6.2)。

在块状岩石中，风从裂隙撞击风化产物，加宽裂隙，并造成具陡直峭壁的柱状体和拱形体等。在具有隐同心构造的岩层中(喷出岩、有时是砂岩)，风能塑造出一些球形体。这种形态也见于含球状结核的岩石中，球状结核常常磨得很好。

在岩石中常形成被沙漠漆覆盖的各种很有趣的形态，硬壳之下常有变软的被破碎的岩石，磨蚀作用使硬壳穿透成许多孔，吹走松散物，形成网格形态。

6.2 风的搬运

风的搬运作用有很大的意义。风从地表扬起松散的细碎屑物，沿整个地表搬运很大距离，因此，这种作用又被称为星球级的作用。风主要搬运各种粒级的细小颗粒物质——泥质颗粒(粘土的)、粉砂粒(粉尘)和砂质碎屑(沙粒)。搬运距离取决于颗粒的大小和形状、比重，以及风力的大小。龙卷风期间岩石巨块　　大石块、漂石沿地面推挤、滚动，可移动数米远。卵石、碎块、角砾和砾石在暴风时期能够离开地面，抬起，落下，再抬起，即它们是沿地表跳跃式地移动，可达很大距离。沙是风成搬运的重要成分之一。沙粒的主体部分是在靠近地表的 3～4 m 高处被搬运的。沙粒在飞扬过程中，经常互相碰撞，因此，在强风时期可以听到运动着的物质发出的嗡嗡声和轰隆声。沙粒遭到划刻、磨蚀，较软的或具裂纹的颗粒有时发生劈裂。石英沙粒在远距离搬运中最稳定，所以它也是风沙流的主要成分。

粉尘和粘土颗粒(火山灰等等)通常构成固体风成流的主要成分。它们可充满整个对流层，甚至超出其范围。这种物质搬运的距离可能是无限的，抬升很高的细粒物质搬运得尤其远。1883 年由喀拉喀托火山(在印度尼西亚境内)喷出的红色火山灰绕行地球 3 圈，并在空气中保持了近 3 年。

风能远距离搬运碎屑物质的实例有：阿富汗达士吉-马尔戈、达士吉-阿尔布沙漠中被风吹刮起的粉尘被运移到前苏联的卡拉库姆地区；来自中国西部地区的粉尘在北阿富汗和中亚的一些国家降落；1892 年 5 月 1 日东乌克兰被风卷起的黑土，5 月 2 日部分地落在卡乌纳斯区，5 月 3 日随着暴雨降落于德国，5 月 4 日飞向波罗的海，然后达到斯堪的纳维亚。

风常可搬运大量的沙和粉尘。1863 年粉尘从撒哈拉降落到了大西洋的加纳利群岛，其数量达 10 Mt(1000 万吨)。每年从陆地搬运到海洋的风成物的总量超过 1.6 Gt(16 亿吨)。

6.3 风成堆积

风所搬运颗粒的成分各种各样。在含沙和粉尘的风暴中主要是石英、长石颗粒，还有少量的石膏、氯盐、粘土、粉砂和碳酸盐成分及土壤颗粒等等。这些物质的大部分是出露于地表的岩石遭受破坏的产物。一部分粉尘为火山成因(火山灰、火山砂等)，另一部分来自宇宙(陨石灰)。

风所搬运的大部分粉尘降落到海洋中，混合后形成海洋沉积物；少部分落到陆地，形成风成沉积。

风成沉积可分为粘土质、粉砂质和砂质沉积物。砂质风成沉积物首先形成于直接与吹蚀区和磨蚀区相邻之处，即裸露的山脚、河谷的低处、三角洲以及海岸等。在这些地方风吹刮和搬运冲积物、海滩沉积物，形成特有的丘陵地形。粘土质和粉砂质风成沉积物可在距吹扬区很远的地方沉积下来。很少遇到碳酸盐、氯化物和石膏的风成沉积物。

现代风成沉积物多为疏松岩类，因为其胶结和固结作用较水成沉积物大为缓慢。

风成沉积物的颜色也是各种各样，黄色、灰色和白色居多，但也有其他颜色。例如，1755年在欧洲南部降落了 2 cm 厚的红色粉尘层。当搬运黑土土壤的吹蚀产物时，则降落黑色粉尘。

风成沉积物常常不是以水平层状，而是以倾斜层状或波状起伏层状出露。这些沉积常称为倾斜层状沉积。倾斜层的方向可用来确定其形成时的风向，因为倾斜层的倾向总是指向风沙流的运动方向。

风成沉积物的堆积速率相差很大。在一艘半沉没的舰船甲板上发现 1.76 m 厚的粉砂层。这是 63 年内形成的，即平均每年沉积了 3 cm 左右。也有一天内堆积起数厘米沉积物的情况。

风所搬运的碎屑物质在飞扬过程中就已分选。较粗的沙粒比细颗粒的粘土类早降落，因此产生砂质、黄土质、粘土质和其他风成物的单独堆积。陆地上的风成物中，砂沉积物占最大的面积。与砂相毗连，常堆积粉砂质颗粒，固结时即形成黄土。

黄土为松软的具有孔隙的岩石，黄褐或黄灰色，其组成中 90%以上为石英粉砂粒，以及其他硅酸盐和铝矾土；另有 6%左右的碳酸钙，常呈规则形状的结核体。黄土成分的颗粒大小相当于粉砂和粘土粒级，砂粒级者较少。黄土中有许多中空管状孔隙，这是由于存在过植物根系的缘故。

大多数黄土形成于第四纪时期，分布在由乌克兰（前苏联）延至中国南部的广大区域。关于黄土的成因，奥布鲁切夫（В. А. Обручев）作过如下的解释：第四纪时期，欧亚北部有过整块的冰盖层，在冰川前缘分布着冰川带来的各种粒径碎石组成的石漠。从冰川边缘向南吹刮过长期的冷风。风从冰碛层上部刮过时，卷起其中较细的粉砂-粘土颗粒并带向南方。由于升温，风力减弱，所携颗粒物质降到地面，即形成上述地带的黄土层。典型的黄土没有层理，也很少是松散状的，由于流水的冲蚀，形成具陡壁的冲沟。中国古黄土层的厚度可达 100 m。黄土与黄土状岩石广泛分布于中亚和外高加索以及乌克兰、阿富汗等地。

实际上，风成沉积物可在陆地的任何部分和任何地貌带遇到。但是，大范围的和厚层的风成沉积物形成于干燥气候带，因为那里有利于发育所有类型的风成作用。

6.4 风成作用最发育的地区——荒漠

风的最明显的地质作用表现在荒漠地区。荒漠分布于除南极大陆之外的所有大陆上气候干燥和高度干旱的地区。这些地区组成两个带：北半球 10—45°纬度间和南半球 10—45°纬度间的地带。

荒漠地区降水量很小（小于 200 mm/a）。荒漠的干燥空气造成水分的大量蒸发，一般超过年平均降水量的 10—15 倍。由于如此大量的蒸发，常常造成潜水沿毛细裂隙向地表面的经常性的垂直水流。这些水淋溶铁-锰氧化物盐类，并将其带向地面。这些盐类在岩石峭壁表面形成

褐色或黑色薄壳，被称为荒漠漆。在彩色航空照片和卫星照片上，许多荒漠地区因此而呈暗棕色或黑色。

荒漠面积可有很大的变化。近年由于非洲大陆强烈干旱化，使荒漠南界开始向南移动，超过南纬 45°线。

1. 风蚀型荒漠和堆积荒漠

根据风成地质作用类型的不同，可将荒漠分为风蚀型荒漠和堆积荒漠。

(1) 风蚀型荒漠　风蚀型荒漠是常具奇特形态的棱角状碎石出露地段(图 6.3)，这些碎石的基底常堆满了大石块和岩屑，石块的颜色常呈暗棕色或黑色，因为所有岩石均覆盖一层荒漠漆，原来岩石的成分和初始颜色被掩盖。

图 6.3　阿富汗某地的荒漠

(2) 堆积型荒漠　根据堆积物种类的不同，堆积型荒漠可分为：砂质的，即沙漠，在中亚称为库姆(卡拉库姆——黑沙、克兹尔库姆——红沙)，而在北美称为沙丘漠；粘土质的，即龟裂土；黄土质的，即不规则的黄土丘陵；以及含盐分的索拉型盐土。

● 沙漠。沙漠分布十分广泛，仅在前苏联就有 8×10^5 km²，占全球沙漠面积的1/3。沙漠里的沙子主要由风化时相当稳定的石英颗粒组成，这也可说明，为什么石英沙粒堆积最多。沙粒的粒级很不均一，沙中既有粗颗粒和细颗粒，同时也有粉砂质颗粒，沙来自石漠。现在已经证明，荒漠中的沙最初主要是河流成因：风吹扬、磨蚀并搬运了河流的冲积物，根据卫星照片在撒哈拉沙漠中发现了两个古河床；卡拉库姆沙漠的沙很明显是从阿穆达利亚河再吹出的冲积物沙漠中沙覆盖层的厚度可达数十米。

● 黄土质荒漠(龟裂土)。这种类型的荒漠围绕在沙漠的周围，有时也分布在其内部。龟裂土常常就是干涸了的湖底和大河谷，表面平整。组成龟裂土的粘土，常被许多细小裂隙所切割，这些裂隙与表层风干有关，裂隙分割出小多边形块。这些小块表层和边缘脱皮剥落变成粉尘，被风携带吹走，龟裂纹就变得更深。

黄土荒漠(复杂丘陵地形)产生于沙漠外围，因为粉尘是从荒漠吹来的。复杂丘陵地形表面被暂时性水流的沟槽所切割，常常不平坦。当人工灌溉时，复杂丘陵表面可变成肥沃土壤。

● 盐土荒漠(索拉型盐土)。形成于潜水层分布不深的条件下，水从含水层向地表排泄、蒸发，盐分以致密的薄壳覆盖地表，薄壳下常分布与粘土混合的松软的盐层。索拉型盐土是最无生命物种的荒漠，广泛分布于前苏联里海以北和以东的地区。索拉型盐土，还有龟裂土，都是由于风吹走盐分才得以发展的。

石膏荒漠是盐土荒漠的 -种，发育于灰岩表面，其上覆盖一层硫酸盐类。石膏荒漠广泛发育于里海和咸海之间的乌斯丘尔特高原。

2. 沙漠

(1) 沙漠独特的微地形

沙漠是由无数的沙岗、沙丘、沙脊、沙堤等构成，并根据主导风向而具有一定的方向性。沙漠中沙堆积的典型形式是沙丘——新月形沙丘(图 6.4)。平面图上新月形沙丘具有半月形的轮廓，其尖角指向风的方向。新月形沙丘迎风坡倾角 10—15°，背风坡倾角 30—35°：新月形沙

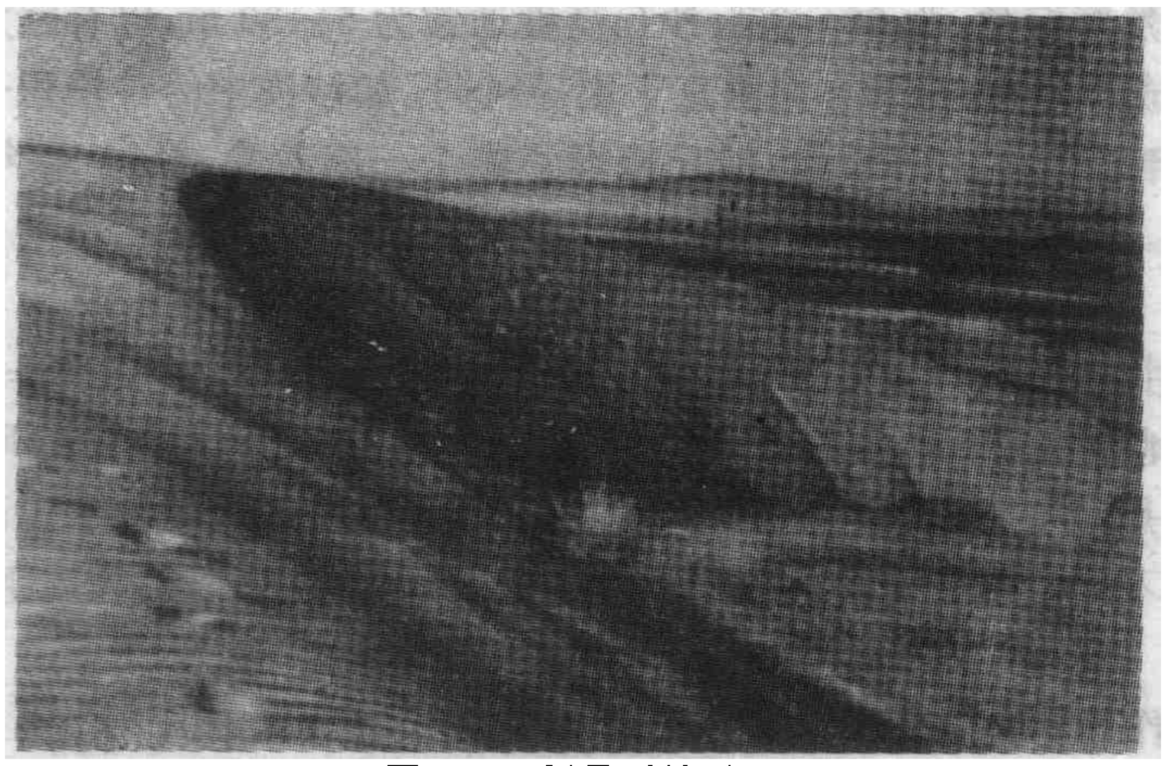


图 6.4　新月形沙丘

丘的沙脊通常是尖形的，沙丘两尖角之间产生空气涡流，从而可形成环形坑；新月形沙丘的高度可达 15 m，但有的可达 30 m 或更高，如利比亚沙漠中的新月形沙丘；新月形沙丘有单个的，也有成排的。

● 新月形沙丘列。以横向链条的形式垂直于风向分布，也有一个接一个的纵向沙丘链。一个新月形沙丘列整体上常呈镰刀状，长度一般为 3—5 km，也有宽达 1 km，长达 20 km 者。沙丘列之间的距离为 1.5—2 km，高度达 100 m。

● 排状沙堤。具有缓坡的呈长条对称的沙堤，沿常年风向延伸。沙堤长度一般数公里，而高度为 15—30 m，有时可达 1—2 km。沙堤排之间的沙并不固定，而是沿纵向移动，形成吹蚀洼坑，并由此而使沙堤排之间的高差进一步增加。沙堤排平面上由于时有纵向新月形沙丘链而复杂化。

● 排状-网格状地形。形成于定向风与旋风的综合作用，定向风形成纵向沙排，旋风则在排间形成横向沙堤和吹出月牙坑。

● 分散堆状地形。是指无规则的、呈分散分布的沙丘。它们形成于某些障碍物、植物丛、大石块等等附近。这种地形呈浑圆形态，沿风的运动方向稍有延长，有对称的坡，高度与障碍物大小有关，一般为 1—10 m。

● 风成沙波纹。是分布最广的一种风成沉积物地形中的微地貌形态，其本身是一些小沙埂，形成镰刀形的弯曲沙链，类似风吹起的水波纹。风成沙波纹覆盖在沙丘、新月形沙丘迎风的一侧以及砂质沉积物的平坦地段。

所有上述风成物形态造成了特殊的风成地貌景观，反映了沙漠、粘土质荒漠和沿海、沿河段等地区的特点。

（2）砂质堆积物的运动

在风的影响下风成堆积物发生移动。风从迎风面吹走沙粒，使其落在背风面。因此，砂质堆积沿风向向前移动，移动速率为每年数厘米至数十米。移动的沙能够覆盖单个建筑物、灌木丛、树木，甚至整座城市。古埃及城市鲁克索尔和卡尔纳克连同寺庙整个被沙所填平。

● 非干旱地区的"沙漠"。非干旱地区未被土壤和植物覆盖的大面积的沙堆积层见于河岸，特别是下游和三角洲、海和湖的岸边地带。这些"沙漠"的地形呈丘陵状，椭圆形的小丘为非对称形，具圆顶者称为沙丘。沙丘的斜坡，倾向风的一侧(迎风坡)倾角 5—12°；相反的一侧(背风坡)相当于沙的天然摩擦角，为 30—35°；沙丘高度通常为 5—30 m，也有巨大的沙丘，高度可达 100 m。沙丘通常成排分布，排列方向垂直于主导风向。如沙漠中的沙堆积一样，沙丘也沿主导风向移动。1889 年在波罗的海沿岸，沙丘掩埋了整个一座教堂，经过 30 年之后，由于沙丘移动，又露出了旧址。由于非干旱区有植物生长，沙丘常被固定住，不再移动，从而保留了原来的形态。

风的地质作用很可观，涉及的面积很大，仅地球上的荒漠就占有(15—20)$\times 10^6$ km^2(百万平方公里)。在陆地范围内风直接作用于地壳表面，破碎与搬运岩石，形成风成沉积物。在海域和大洋，风的作用是间接的，风在这里掀起波浪，导致经常性或暂时性水流破坏岸边的岩石，在水底搬移沉积物。不应忽略风能提供碎屑物质的重要意义，这些碎屑物质组成海底和洋底一定类型的沉积岩。

3. 研究风成作用的实际意义

风成作用通常给人类带来危害，因为其作用结果会毁灭肥沃的土地、破坏建筑物、毁坏运输通讯设备和大块绿地等等。

现今利比亚沙漠的大部分(北非)，5000—7000 年前曾是一片肥沃的土地。沙将这一地区变为荒漠。中亚的阿穆达里亚河岸(前苏联)曾有一塔尔特库里城，由于沿河街道被河水猛烈冲刷，人们离开了城市，以后数年间，城就被沙填平；在乌克兰，风蚀作用毁坏了大面积庄稼。沙漠周围的建筑，由于磨蚀，玻璃很快变得模糊，房屋布满了擦痕，在石质纪念碑上出现了沟槽。例如，埃及开罗附近著名的狮身人面像被弄得遍身布满斑点、沟槽。

人类必须与风力作用的有害影响作斗争。这种斗争可以分为消极的和积极的两类：第一类措施主要是固定风成堆积物，即在移动的新月形沙丘和其他形式的砂质堆积层上以及在陆地的所有裸露地区栽种树木和灌木丛，植物根可固定松散岩石，面植被本身可保护岩石，避免受风的直接作用；积极的抗风蚀措施是指减弱和改变风的作用性质，如设立屏障以减弱风力并改变风向。前苏联广泛采用种植垂直主导风向防护林带的措施，在很大程度上减弱了风力的破坏(风蚀)性能。

第 7 章　地表水流的地质作用

地表水流是陆地剥蚀作用最重要的因素之一。地表水流造成地形切割和陆地表面的降低。地表水指所有流动于地表上的水，包括从大气降水和雪融化水形成的地表漫流到有常年固定流水的江河水系。地表水流的地质作用决定于水量和流速。这种地质作用包括水流对岩石的冲刷、冲蚀(侵蚀)、对破碎岩石的搬运和堆积等作用。地表水流所完成这些作用的总和及其所形成的沉积物，称为水流作用和沉积物。

大气降水是产生地表水流的基础。降于陆地表面的大气水，一部分沿斜坡流入小溪、河流，最后流入大海；一部分自地表蒸发回到大气圈；另一部分向下渗入，补充地下水，并最终又补给河流，流向大海。在这种循环过程中，明显地反映了大气圈、水圈和岩石圈的相互作用。作用方式是

大气降水 = 地表水流 + 蒸发 + 渗透或渗入

这三部分的关系并不是固定的，而是随地点、时间和各种因素变化的。

7.1　斜坡面流

平面流是降雨或融雪时期产生的一系列细水流沿斜坡的运动。细水流的活动能力不大，但是在其运动时，能够带起一部分风化作用所产生的松散物质，主要是细颗粒物质，并沿斜坡向下搬运，从而产生斜坡面状冲刷。斜坡冲刷带走的部分松散物质，堆积在斜坡下部和坡脚处。这类作用称为坡积作用，所形成的沉积物称为坡积物。

如图 7.1 所示，坡积层位于坡底，呈很厚的冲积扇。在面状冲刷的作用下，斜坡坡度逐渐减小，具有平缓的轮廓，常呈下凹剖面。坡积层并非到处一致，坡积扇的上部常见较粗的物质——砂质沉积物(局部甚至可能是细碎石质的，主要取决于组成斜坡的岩性及其风化产物的特性)，向下逐渐变成较细粒的物质——亚沙土、亚粘土和粘土。局部地方在坡积物的组成中，尚可见到被冲刷和重新沉积的腐植质土壤层。

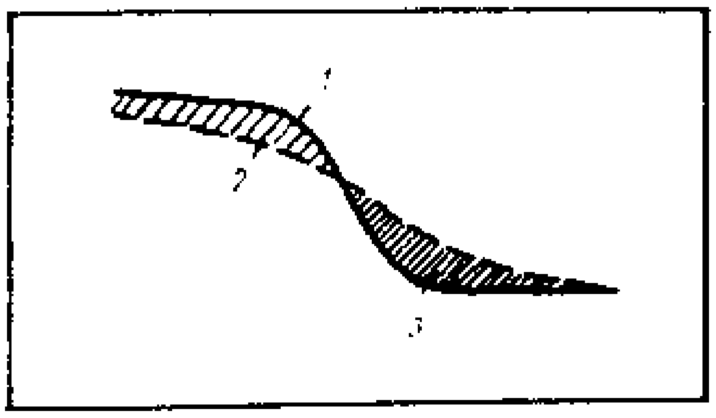


图 7.1　坡积物形成示意图

1—斜坡原始表面，2—面状冲刷造成的低洼斜坡表面，3—坡积物

随着斜坡的变缓，水流流速减小，被冲刷和再沉积的物质越来越细。平原地区的坡积物成分中，主要发育亚粘土和亚沙土，面较粗的沉积物或者缺失，或者含量不大。

对于坡积作用较有利的条件是温带和亚热带的平原、草原区以及干旱的热带大草原带。这些地区在短时的降雨和融雪期间，从斜坡上冲走疏松的风化产物，相对稀疏的植被也会加速这种冲积作用。山区巨厚的重力作用产物(岩堆、崩塌物和滑坡层等)常被坡积物所覆盖。从斜坡上带走细粒物质的雨水和融化的雪水流到松散的岩堆、崩塌等堆积物，并渗入其中。这样，所有

空隙都渐渐填充了细粒沉积物。此种充填的坡积物没有独立的意义。

7.2 暂时性河流的地质作用

分为形成于平原区沟谷中的暂时性水流和暂时性山区水流。

1. 冲沟的形成与发展

在相对平整的斜坡上产生均匀的面状水流。斜坡上常见各种低洼处，既有天然的，也有人为的起伏不平的沟槽。遇有能使分散水流注入并汇成较强水流的低洼地，这种较强水流就能够冲刷斜坡。这样就在斜坡上开始了冲刷或侵蚀作用。

冲沟发育的第一阶段始于斜坡上形成的细谷。以后向这种细谷汇集愈来愈多的大气降水，从而扩大了侵蚀作用。与细谷加深同时，细谷的长度也沿坡向下和向上增大。当细谷向分水岭一侧移动，接近斜坡谷源头时，即形成所谓的顶部跌水，这相当于冲沟发育的第二阶段。该阶段冲沟的纵剖面很陡，且不平坦，其出口呈“悬挂”状。在整个沟谷范围内发生强烈的垂向侵蚀。降雨和融雪后，流水冲击顶部跌水的峭壁，使其遭到破坏。冲沟就这样每年向上加长，向分水岭发展。冲沟生长的这种过程，称为后退式侵蚀或向源侵蚀。冲沟除向上生长以外，还发生沿坡向下的强烈侵蚀，直到冲沟口达到冲沟水流排泄的河、湖或大海时为止。冲沟排泄的河流或任一盆地的水面称为侵蚀基准面。

以侵蚀基准面为准，开始冲沟发育的第三阶段。垂向侵蚀逐渐使原来不平的沟谷变平缓。沟底的纵剖面逐渐平滑，并有下凹的曲线形态，出口处为微倾斜坡，而在其上游区较陡。冲沟的横剖面一般有很大的坡度，有时呈“V”型谷。在冲沟发育的第四阶段，垂向侵蚀减弱，沟谷顶部峭壁变缓，冲沟岸坡逐渐塌落，达到稳定的天然斜坡角，局部被植物覆盖。沿冲沟流动的水，冲走岩堆和其他重力作用或坡积作用的产物，并将其中一部分堆积在搬运的途中，在冲沟谷底的最深部形成厚度不大的堤状冲沟沉积物。在冲沟与河谷或湖泊(海)相接的出口处，局部形成沟谷冲积锥。如果冲沟底达到地下水面，则在冲沟中产生经常性水流、小溪，导致冲沟的进一步发展，并逐渐变成不大的河谷。

在森林草原和草原地带，常见到沟底稍宽的冲沟形态，具有松软平缓的斜坡，常被坡积层所覆盖，有时也被植物所覆盖。这种形态称为沟壑。

冲沟侵蚀的强度与很多因素有关，如气候特征、局部地形、地质构成(岩石成分和埋藏特点)、植物覆盖情况等。人类的经济活动(不正确的翻耕土地等)也常引起冲沟侵蚀的发生。

表面由松散易冲刷的岩石组成的地区，冲沟常常发展得很快。例如，在顿河下游流域，冲沟生长速度为1—1.5 m/a(米/年)，北高加索的平原地区则达到2—3 m/a。在冲沟顶点向分水岭迁移的过程中，岸坡上常形成冲刷细沟或沟槽，这些沟槽变成向源发育的冲沟。这就是主冲沟的分支(支流)。结果形成复杂的树枝状冲沟系，它们占有很大的面积，常常占掉大片肥沃的土地。地壳最新运动(分水岭抬升或者侵蚀基准面下降)，对复杂冲沟系的发育产生重要影响。因此，有时使早已产生的古冲沟活化和扩展，形成年轻的侵蚀沟(冲沟)。

图 7.2 表示了平面上不同发育程度的冲沟系及冲沟的组成：从相对简单的年轻冲沟(图 7.2 之 a，其特征是沿斜坡坡面方向有不大的较年轻的冲积扇)，到各不同时期形成的复杂冲沟(图 7.2 之 b，c，其特点是长度大，有很大的分支沟系)，以及由各种成因物质(古老的)上覆的年轻岩层组成的冲积扇。特别应指出的是，某些冲沟有选择性发育的特征(图 7.2 之 c)，与地

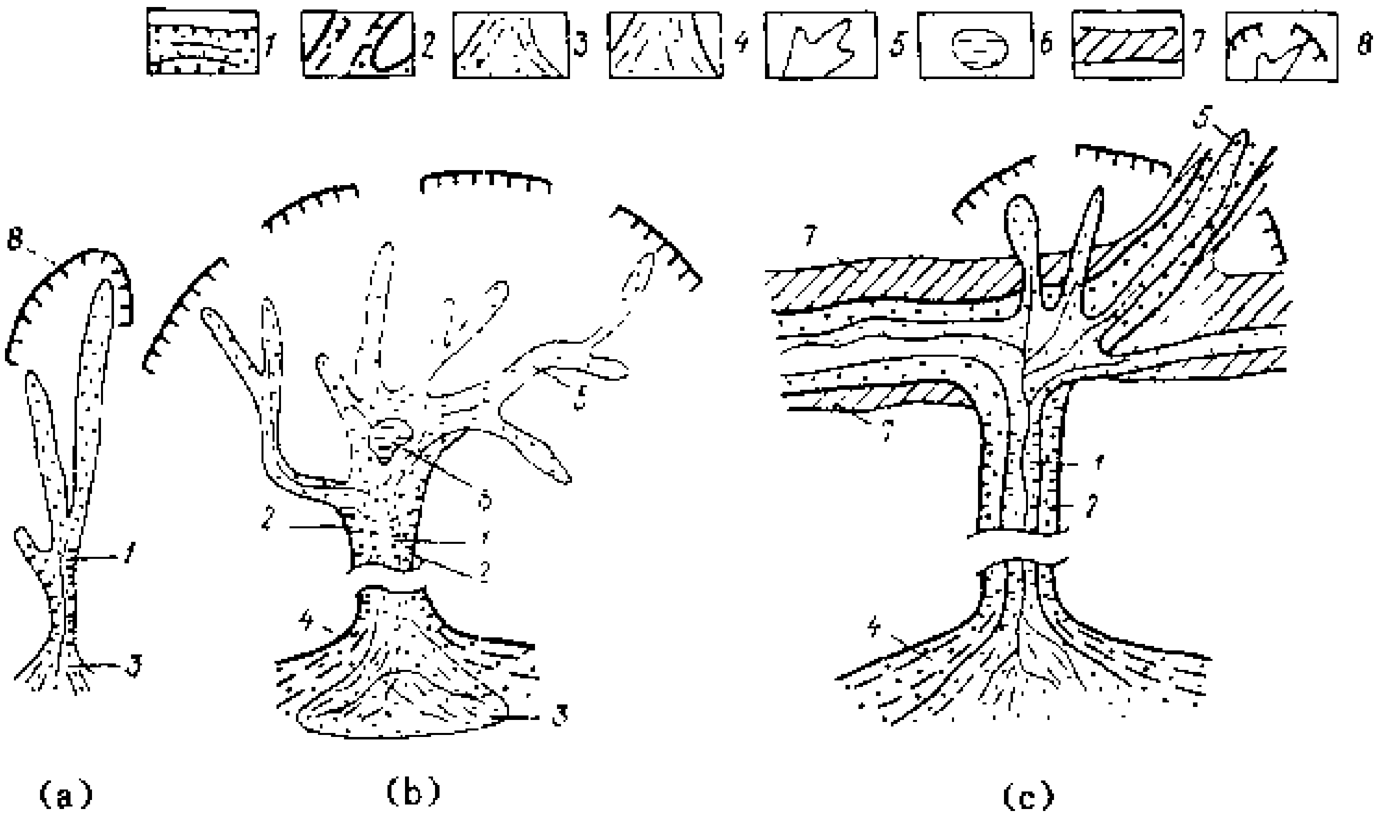


图 7.2 冲沟类型

(a)–简单的年轻冲沟；(b)–复杂的树枝状冲沟，具有不同时期形成的冲积锥；(c)–复杂的古冲沟，是利用了古冰河期后凹地发育起来的；1,2 分别为沿年轻冲沟和古冲沟斜坡最大坡度方向形成的冲沟直线线段；3–冲沟年轻时期形成的冲积锥；4–冲沟早期形成的冲积锥；5–冲沟上游，具有不同程度的分支；6–冲沟上游部分，单个分支汇合区的沼泽化；7–晚冰河期和冰河期后水流的古河床形态沟谷，这种沟谷决定冲沟的选择性发育；8 地表水和地下水排泄区

形特点和岩石成分密切相关。冲沟的方向和冲沟的分支状况，决定于晚冰河期和冰河期后的凹地（见第 9 章）。沿着这些被砂质沉积物所充填的凹地易于进行冲蚀作用，使冲沟分支迅速增长（特别是沿凹地走向发育强烈）。

密集的冲沟网强烈地切割了俄罗斯大平原的分水高地，因而给农业可耕地带来很大危害，导致土地的分散，在俄罗斯中部高原常见到这种强烈切割。因为高地本身是侵蚀-剥蚀平原，并被各种成因的易被冲蚀的黄土质亚粘土广泛覆盖，因而发育很密的树枝状侵蚀网，将高地切割成一系列长梁。半干旱地区的大气降水常以少有的暴雨形式出现，在粉砂和黄土等易被冲蚀的岩石中，局部形成宽阔的、几乎不间断的冲沟网。

2. 暂时性山间水流的作用

在山坡上周期性地发生山区水流。这些水流的上游是汇水流域，在地形上它是一个酷似半圆形剧场的大漏斗，其斜坡被汇向漏斗中心的向上伸展的树枝状冲刷细沟所切割。汇水区下方分布有具“V”型横切剖面的水流沟槽（图 7.3），表面极不平坦，沟槽纵坡度很大。暴雨或大量融雪时期，山中的所有冲刷细沟的上游和水流沟槽均充满了水，并以很大的流速沿坡向下流动。水在流动中携带各种碎屑物质（细粒土、砂、碎石，甚至个别的石块），大大增强了水流的破坏作用。当水流至冲沟在山前平原的出

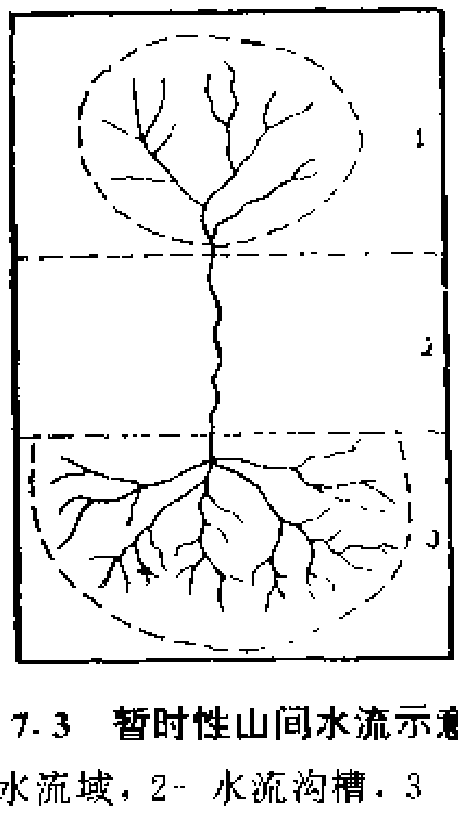


图 7.3 暂时性山间水流示意图

1 汇水流域，2– 水流沟槽，3 冲积锥

图 7.4 山区暂时性水流的洪积扇

口处时，水流流速锐减，暂时性山间水流呈扇状散开，几乎干涸，使所有被携带的碎屑物沉积下来，这样就形成了**冲积锥**(图 7.4)。

在暂时性山间水流的冲积锥构成中，可见到物质的分选(区分)。从冲积锥顶逐渐向下，颗粒由粗到细呈带状分布。在相对较陡的顶部带中，主要是粗碎屑物：磨圆不好的卵石、砾石、碎石，局部含有亚砂质和亚粘土物质。按离上游顶点的近远，卵石-砾石-碎石沉积物逐渐被砂、亚砂土，局部还有亚粘土所代替。在冲积锥周围，广泛发育细粒粉砂质沉积物——黄土。

帕夫洛夫(А. П. Павлов)最先将干旱地区山间水流的冲积锥沉积物划为陆地沉积物的一种独立成因类型，并称其为**洪积物**。由于山间水流量的变化(大气降水和融雪的不均匀引起)，使冲积锥的基底和各类沉积物的界线发生周期性的移动。较早沉积的细粒碎屑物可能被粗碎

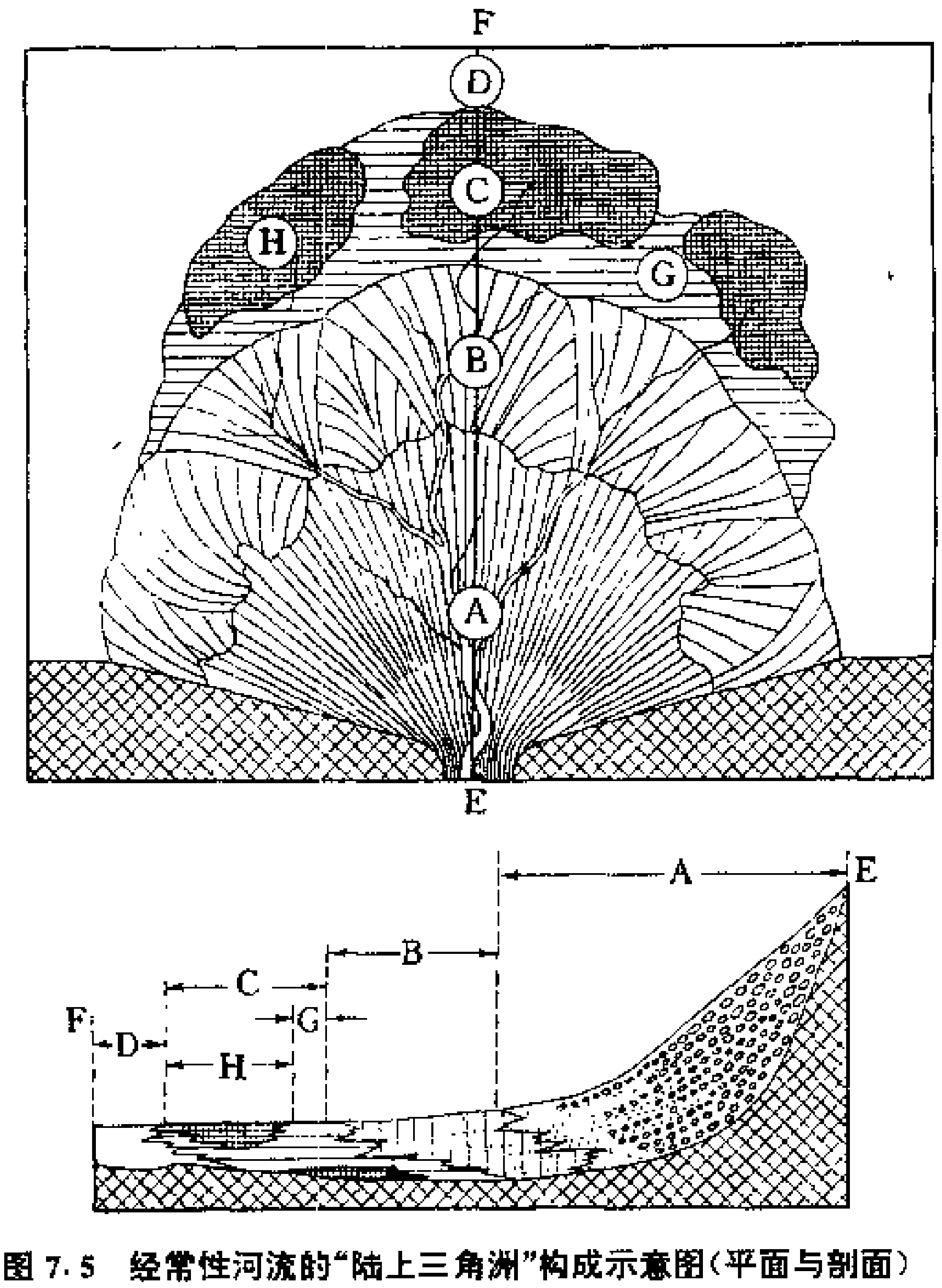


图 7.5 经常性河流的"陆上三角洲"构成示意图(平面与剖面)

A 由河床沉积物组成的上带；B—"冲积扇相"沉积的中间带，其边缘形态上表现为冲积锥；C 洪水泛滥的前锋带，堆积"滞流相"沉积物；D 山前平原的非洪积物；倾斜堆积 河床和山坡岩石；E—河流排向山前平原；G 沼泽-盐土沉积物；H— 湖泊型沉积物

屑物所覆盖，后者在相继发生的较小规模洪水时，又有可能被细粒碎屑物覆盖，如此等等。这些周期性变动的结果，使冲积锥沉积物的剖面中，各种大小的碎屑物常为复杂的互层。在中亚和干旱地带的其他山区，山间水流的冲积锥相互会合，形成宽阔的洪积冲积裙——倾斜平原。

在干旱地区，不仅暂时性水流，而且从山间流来的经常性河水在沙漠平原也变干涸了，并将其携带的碎屑物质堆积下来，形成大型的冲积锥。这些经常性山间水流的冲积锥称为"干旱型"冲积锥，或者"陆上三角洲"。

有学者提出，这些三角洲在构成上的特点是具有很好的同心圆状分带性(图 7.5)，将其划分为：

(1) 冲积锥的上带("陆上三角洲")　水流沿地面呈散流状，形成放射状发散的河床水系，消耗大量的地表水。该带内主要产生河床(水流的)沉积物的堆积，在其上部主要成分为大漂砾、卵石，逐渐变为漂砾、卵石夹砾石和砂，然后是砂。碎屑物从锥顶向下按距离远近发生这种粒径上的变化，与水流流量消耗和流速的减小，以及沿冲积锥表面水的散流有关。

(2) 冲积锥中间带　上带中的大多数河流在这里都部分地或全部干涸，因此形成一个个往复移动的冲积扇组成的带。在一些河床沟槽中，堆积起由洪水带来的亚砂质-亚粘土物质，当洪水漫过冲积锥表面时，也形成一薄覆盖层。

(3) 冲积锥的外围带(前锋带)或者边缘带　该带中周期性地发生地表水的泛滥，结果在一些地方形成暂时性的湖泊类小型水域、沼泽、盐沼地等等。在这样的条件下，一方面，沉积湖相沉积物——含石膏和碳酸盐夹层的钙质粉砂岩、粘土；另一方面，沉积沼泽的盐碱质沉积物——强石膏化和盐碱化的亚粘土质、钙质沉积物。

因此，"陆上三角洲"可以划分三种明显的岩相：A—上部带的河床相；B—相应于中间带的冲积扇相；C　边缘带的洪水泛滥的滞流相。

7.3　河流的地质作用

河流产生巨大的剥蚀作用和堆积作用，从根本上改造大陆的表面形态。河流对于国民经济有很大的意义。河水是生活供水和工业供水、改良土壤和获取经济的、巨大的电力，发展渔业经济的主要水源。

河水水位随时间而变化，主要与河流的不同补给有关，这决定于河流流域的气候特点。河流的补给主要依赖于地表水和地下水。在一年中，每一条河高水位和低水位时期是交替的。高水位称为洪水位或洪峰水位，低水位状态称为枯水位或平水位。洪水出现的时间决定于河流的补给。例如，前苏联欧洲部分的河流主要是雪水补给(占年流量的 50—70%)。因此，这些河流的洪峰开始于 4 月，然后逐步回落，延续 40—50 天(图 7.6 之 a)，夏末河水位达到最低位置。除融化的雪水外，这些河流还得到春雨和秋雨的补给。

远东的河流有另一类型的补给，那里雪水补给占次要地位(约占 20%流量)，而雨水补给起主要作用。夏季和秋季强烈持久的降雨，造成这些河流的具有代表性的水位动态。正如图 7.6 之 b 所示，根据降雨时间，洪峰曲线具梳状。主要以冰川补给、水流来自高山区的河流，洪水期较晚(洪峰梳状曲线落在 7—8 月)，属于夏季最高气温时期。具有混合补给的河流，主要是冰川和雨水补给，其水位动态是很特殊的。例如，高加索的河流(图 7.6 之 c)，洪水期可延长到 130—160 天或者更多，最高水位主要在夏季的 6 月、7 月和 8 月，对应于冰川融化和降雨时期。

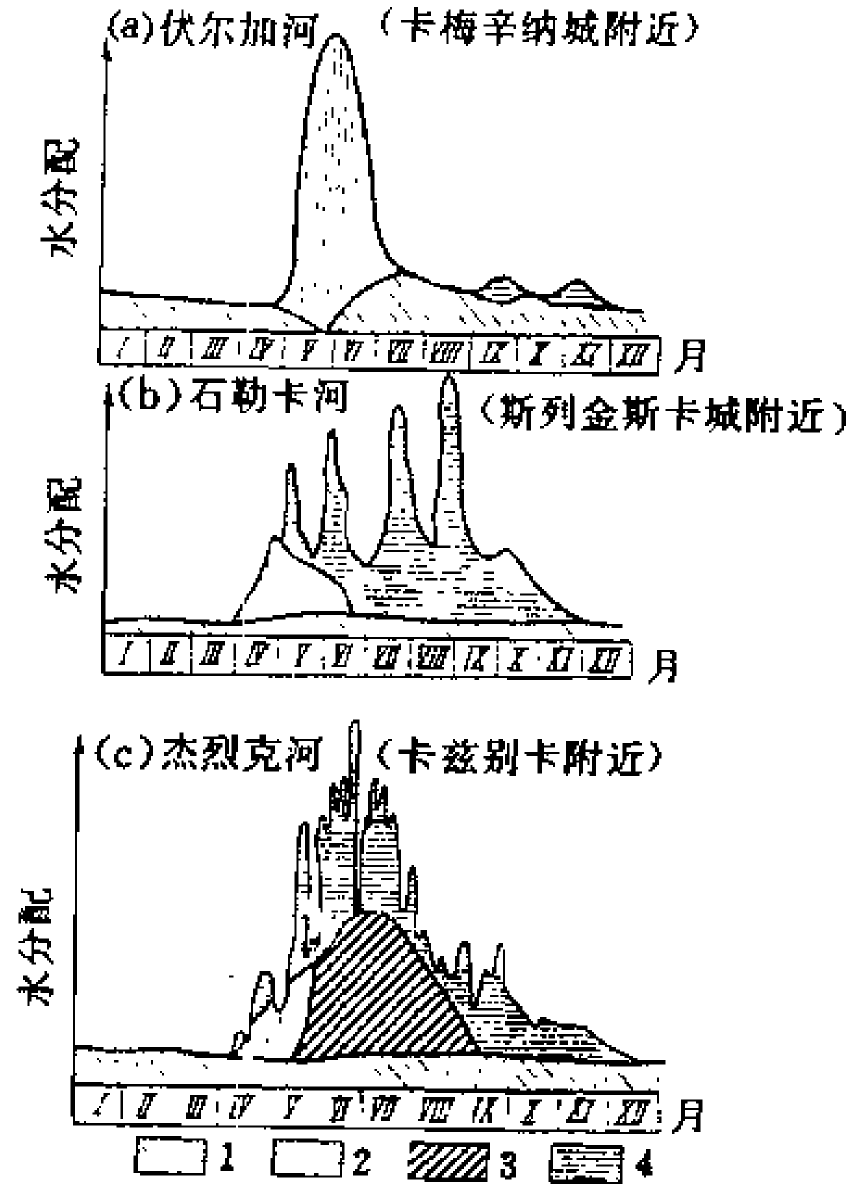


图 7-6　河流动态特征补给类型

1- 潜水补给，2 -雪水补给，3- 冰川补给，4--雨水补给

除上述河流的补给类型之外，地下水补给具有重要意义。

河流的水量在洪水期可增大至 5—20 倍或更大，尤其在多水年份，与平水期相比可增大至 80—100 倍。河流流速也不是固定不变的，随时间和地点而变化。大的平原河流在枯水期流速达 1(1.5) m/s，而山区河流可达 3—5 m/s 或更大。最大流速可见于主河道水流的表层部分，最小流速位于岸边和邻近河底部分，因为这里的水流受河床岩石的摩擦。沿河的流速也发生变化。这与河中存在的浅滩和深水区(河床深的地段)有关，二者交替出现，破坏了沿河床坡度的均匀性。

河流中水的运动主要为紊流运动(无序的、涡流的)，即水流中每一质点的运动速度或运动方向都不是定常的(脉动)。紊流运动引起回水(湍流)并造成全部水体从河底至河流表面的混合，卷起碎屑物质，使其转为悬浮状态。仅仅在河流的个别地段，当流速很小，河床较平(纵坡不大)，水的运动可能为层流运动或者平行的带状运动。

1. 河流的机械作用

河流做功的能力称为河流能量或者活力。水流的能量与水体(水量)和流速有关。因此，水量和流速越大，河流的能量也越大，河流所完成的作用也越大。河流作用包括：

- 侵蚀(冲刷)作用；
- 搬运由于风化作用与侵蚀作用所产生的碎屑物和已溶物质；
- 堆积(积集)作用。

根据河流活力(*K*)与河流所负荷载(*L*)的相互关系，上述三种作用方式间的组合关系也发生改

变。可能有三种情况(见下表)。

$K>L$	以侵蚀作用为主(主要见于正处在上升阶段的年轻山地中的河流)
$K=L$	侵蚀作用与堆积作用处于平衡状态
$K<L$	以堆积作用为主

对于同一条河流,上述关系也随时间和地点的不同而发生改变,这主要与下列因素有关:地壳运动、岩石成分稳定性不同、暂时性水流引起的冲积锥活化等等。

侵蚀作用及其趋势与河谷发育阶段有关。侵蚀作用可分为底蚀(或深蚀)和侧蚀,底蚀是指水流向深部下切的作用,而侧蚀是冲刷岸边的作用,从整体上使河谷展宽。

(1) 底蚀或深蚀作用 在河谷发育的开始阶段和早期阶段以深蚀作用为主,当时水流下切岩石,趋向于塑造一个平衡剖面,使其适应于河流所流入的海面或湖面。河流所流入的水域的水位面,决定河流水流侵蚀作用的深度,称为侵蚀基准面,这种定义如对冲沟一样。侵蚀基准面决定整个河流水系的发育,包括河的主流及其分支的发育。

早期阶段河流的发育,是从侵蚀基准面向上进行的逆向侵蚀作用的结果。河流纵剖面的形成,可示意地表示如下。可以设想一平面 AB,在其上产生了河流(图 7.7),并假设其倾斜到处一致,岩石成分也是均一的。在表面相同倾斜度下,侵蚀作用强度决定于水量。由于下游部分有所有支流的补给,水量为最大。因此,最大的侵蚀作用集中在下游河段(aB),剖面为 abB。在 ab 段斜坡较陡,因此,流速增大,使在 a 点以上部分冲刷作用加剧。a—a_1 段深切的结果使河底取 a_1b_1b B 位置。这时,高于 a_1 点的部位又加速了冲刷作用,如此等等。最终,河流下切到平缓的(下凹的)河床曲线(Ab_2b_1bB),这一曲线称为侵蚀的均衡曲线或称为河流平衡剖面。一般认为,纵剖面的这一最终曲线,近于下游为水平线,而在上游,则近于垂直线,使河谷的每一段都处于动力平衡状态。动力平衡状态是指水流活力、河流所携碎屑物的荷载以及河床岩石抗冲刷力之间的平衡。通常将河流划为三段:上游段,以侵蚀作用为主,既有向深部的下切侵蚀,也有向分水岭方向的向源侵蚀;中游段,以搬运作用为主;下游段,以堆积作用为主。但是,这种划分是有某种假定性的,尤其涉及中游段,可能会产生相等程度的堆积和搬运。

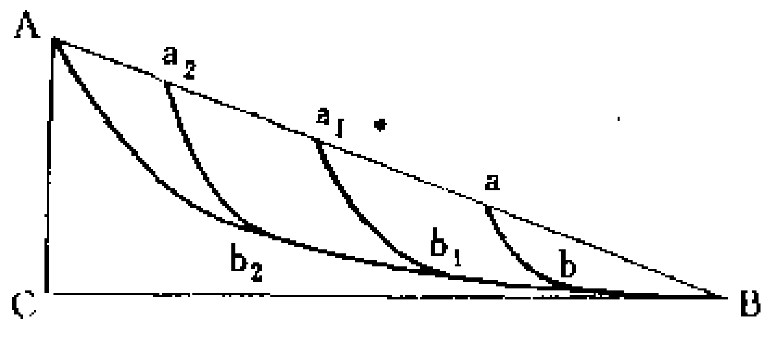


图 7.7 河流平衡剖面的形成

上述河流平衡剖面的形成适应于一般侵蚀基准面,但仅是一种理想的模式。天然条件下,河流沿其流动方向的地表形态大多是不平坦的,不平的地形使河谷各个地段具有不同的纵坡、落差(跌水),而这些又受河水所冲刷岩石的不同成分和不同硬度的影响,某些情况下,还与地壳运动的不均匀性有关。受上述各种因素的影响,不同地段河水的流速和侵蚀强度各异。在这些情况下,除基本基准面外,局部的侵蚀基准面对于河流平衡剖面的形成具有很大意义。如果河流在流经途中遇有较稳定岩石构成的陡坎(跌水),则形成瀑布。具有很大能量的跌落水流,冲刷陡坎下的河底,并向上溅起,形成复杂的水回转涡流(图 7.8)。这种作用的结果是陡坎被掏挖,形成凹槽,并逐渐扩大其范围,最终陡坎顶部塌落,陡坎后退,瀑布又在新的条件下开始作用。在陡坎基底处瀑布冲起岩石巨块,把河床钻成深坑,类似于圆井或大“锅”。这些深坑被

称为"**巨大的锅形坑**"。有瀑布的陡坎即为局部的侵蚀基准面。在此基准面以上,河流与此陡坎相适应而发育;位于陡坎之下的河流段,则趋于以主要侵蚀基准面为准而发育。在陡坎后退的过程中以及陡坎完全消失之后,河流平衡剖面的发育将完全与主要侵蚀基准面相关(见图7.8)。陡坎及其上的瀑布后退的速度与水量、陡坎高度、岩石硬度等诸因素有关。例如,众所周知的位于美国和加拿大边境的尼亚加拉大瀑布,从 50 m 的高度上泻下。形成该瀑布的原因是由于有高地陡坎,其表层有厚约 25 m 的坚硬白云岩,在白云岩之下有易受冲刷的岩石。根据 1875 年以来的观测资料,尼亚加拉瀑布在加拿大一侧后退的速度约为 1—1.2 m/a,总共后退约 12 km。

河流作用

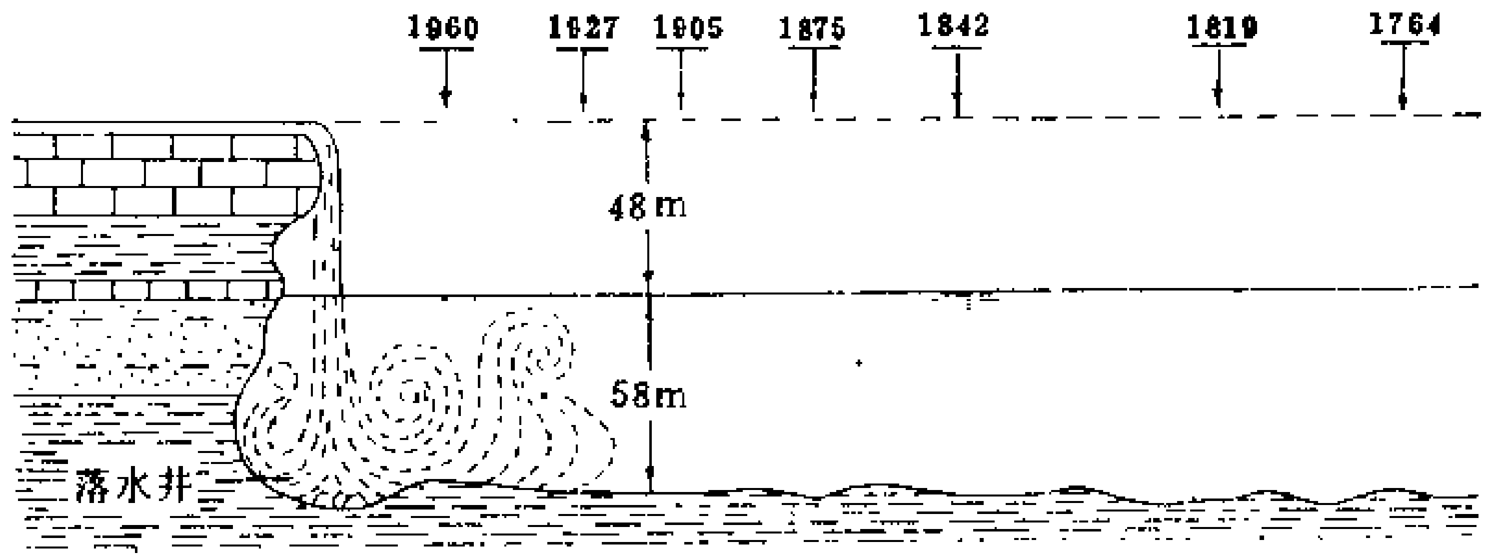


图 7.8　加拿大一侧的尼亚加拉瀑布及其最近的后退

位于原始地形为洼地的湖泊也可以成为局部侵蚀基准面。这时的河流好像被分为上游(高于湖泊)和下游两部分。上游部分按照趋于湖泊水面高度的"后退"式侵蚀规律发育,而下游部分则趋向于达到主要侵蚀基准面。湖泊消失后,形成统一的、总的平衡剖面。

(2) 侧向侵蚀作用　与向下侵蚀作用发生的同时,河流也出现侧向侵蚀作用。河流发育的初期阶段侧蚀作用不大。随着平衡剖面的形成,底蚀作用逐渐减弱,侧蚀作用愈益显著,冲刷岸边、扩宽河谷。河床中除纵向水流之外,还产生横向环流,特别是在洪水时期的主河道,流速达到最大,出现明显的紊流运动,水向河底流去,在近底层径流又冲向岸边。横向环流能冲刷主河道的河底,并将碎屑物带向岸边,部分碎屑物沉积下来,形成**河床浅滩**。

不同年代洪水期河流动态(水量和流速)的改变,引起横向环流的变化。泥沙沉积的不均匀性、水流直线性的破坏以及主河道时而向一岸,时而向另一岸的移动,都与此变化有关。河床变成弯曲的形状、河谷的继续改造与这些河曲(河弯)的发展以及河床的侧向移动有关。下面将研究这一问题。

2. 搬运

河流径流在运动时,携带风化和侵蚀过程中被破碎的岩石产物,并将其运移。这种搬运是以各种不同的方式完成的:

(1) 沿河底拖曳的泥沙(m_a)

(2) 呈悬浮状态的泥沙(m_b)　沿河底拖曳的泥沙以及呈悬浮状态的泥沙称为**河流的固体径流**。沿河床被河流所运移的碎屑物质又加强了下切侵蚀作用,而岩石碎块则互相摩擦、碰撞,逐渐变细变碎,从而形成卵石、砾石和砂。由于径流流速的不同,可搬运不同粒径的碎屑物。沿

河床滚动搬运的碎屑量与径流流速的 1/6 次方成正比。这也可以用来解释平原河流和山区河流沿河底所能移动的碎屑物在粒径上的巨大差别。

(3) 呈溶解状态运移的物质(m_t) 河水中呈溶解状态运移的物质有碳酸盐类($CaCO_3$, $MgCO_3$, Na_2CO_3)和二氧化硅。据研究,碳酸盐中可有近 60%的成分离子化,因此溶运物中以 $CaCO_3$含量最多。仅在干旱地区河水中,易溶的硫酸盐和氯化盐才有显著的作用。在溶解状态下含有少量的 Fe 与 Mn 的化合物时形成胶体溶液。

最后应指出,河水中固体径流与溶解物质的相互比例关系的变化与下列因素有关:组成汇水流域和径流区表面岩石的成分、地形与构造的活动性、河流的活力,其中包括河流流速。例如:具有很大河流流速的山区,固体径流,特别是悬浮体(m_b)占明显优势,则上述三者成分的关系为

$$m_a : m_b : m_c = 0.86 : 6.8 : 1$$

此时,所拖曳的河底冲积物以卵石为主,有时夹有巨大漂砾,而在悬浮体中主要搬运的是砂和更细的颗粒。

平原河流是另一种景象,在那里是以溶解物质为主的,三者相互比例关系为

$$m_t : m_b : m_c = 0.05 : 0.56 : 1$$

在河底所搬动的泥沙中,以砂粒为主,而在悬浮的物质中,颗粒粒径小于 0.1 mm。

3. 堆积作用(沉积物)

还在河流发育的最初阶段,侵蚀作用具有明显优势时,河谷的个别地段就已经开始了碎屑物质的堆积作用。开始时,这些沉积物是不稳定的,当洪峰或洪水泛滥时,水量和流速均增大,水又可重新携带起这些沉积物沿河向下运移。但是随着河谷平衡剖面的逐步形成,以及由于侧蚀作用河谷的加宽,在河床中和近河床部位已经形成固定的、不再移动的沉积物。此时堆积首先发生在河谷下游,那里水量较大,并最早达到平衡状态。"后退"式侵蚀的进一步发展以及平衡剖面的形成,创造了在河谷中游使沉积物堆积下来的条件。

由于河水径流作用的结果,在河谷中堆积起来的沉积物称为**冲积层**或**冲积物**。这些冲积物是由不同粒径、不同磨圆度、不同分选程度的碎屑物组成的。

7.4 河谷及其形态和河漫滩的发育

1. 河谷形态的发育阶段

在河谷的发育过程中,可以分出几个代表一定河谷形态的、依次发育的阶段。河谷发育的第一阶段,即当底蚀或垂向侵蚀作用为主时,称为**青年阶段**。这主要是在山地和高原区,那里典型的地貌特点是,具有陡峭的纵坡、跌水、瀑布,有时还有湖泊。在这些条件下,水运动速度很大,底蚀作用占主导地位,可以造成很深的、具陡坡的河谷。根据横剖面形态,可划分为几种不同的类型(图 7.9)。**狭谷或隘口**属于最狭窄的特殊形态。这种狭窄的深切形态具有陡峭的垂直岩壁,有时甚至是悬壁。**峡谷**或**深谷**发育广泛。它们的特征是深度大,斜坡陡度大。这些河谷形态与拉丁字母"V"很相似,故又称 V 型谷。某些深谷的横剖面为台阶状(陡坎状),这是由于河流径流切割了具有不同稳定性的水平岩层所致。坚硬岩石表面经剥蚀作用切割的结果,形成不大的、具有陡峭断崖的阶地状平台,这些年轻河谷形态的特征是,河谷深度大于宽度数倍,河床几乎完全被水充满,而局部沉积下来的冲积物只是暂时性的,当洪水泛滥时期,可沿河向下再

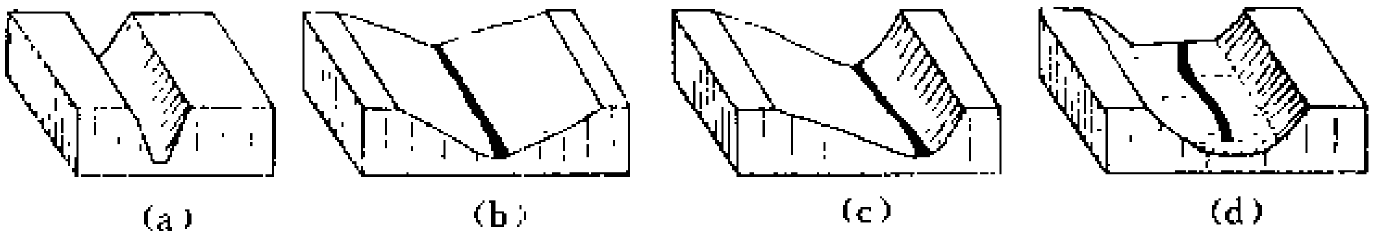


图 7.9 河谷的几种不同横剖面

(a) 峡谷式，(b) 具"V"型剖面，(c)非对称型，(d) 具河漫滩的平底型

迁移。

在河谷发育的较晚阶段，侧蚀作用开始大大加强，主河道时而向一岸，时而向另一岸迁移，并形成河流弯曲——**河曲**。据研究，在每一条河床中，甚至具有直线型轮廓的河床中，水流具有螺旋状前进的特征，仅此一点就可为水流轮流地向右岸和左岸的局部冲刷造成有利的条件，从而导致在河床中形成一些弯曲。河流的弯曲程度也与其他一些因素有关，如：地形原始的不平坦，岩石不同成分与不同的可冲刷性，构造运动的差异等等 伏尔加河上非常大型的萨玛尔-鲁卡河曲就是一例，它围绕日古力岩体弯曲。但是，对于形成河曲最有影响的，还是河床作用的动力学特征。侧蚀作用以及河谷的进一步拓展与河曲(又称蛇曲)现象有关。

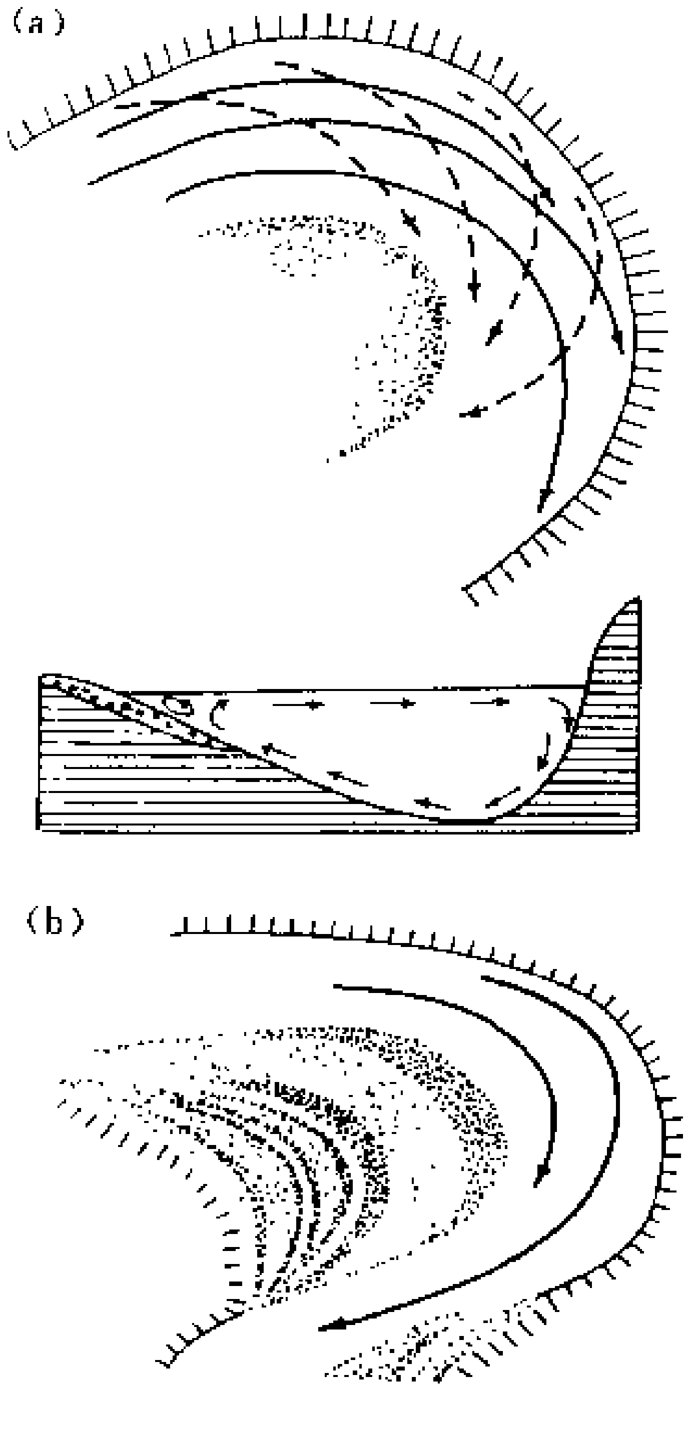


图 7.10 沿河床浅滩形成的各阶段

河流径流由于有趋向直线运动的惯性，所以当河床回转时，水流向凹岸，此处具有最大流速，河床明显加深，岸边受冲刷变成断崖状，并逐渐后退，河曲曲率增大，同时，整体上加宽了河谷。水流向河底，而后被发生在凹岸一侧的旋流卷向凹岸，拥塞于凹岸的水形成**底流**，底流的方向指向对面的凸岸。这些底流从凹岸流动时带走砂、砾石和卵石，并将其堆积到对面的凸岸以及河床中水流流速减小的地段。如此形成砂质或砂-卵石质沿河床**浅滩**，这些浅滩仅局部地出露于枯水期，其余部分则埋于水下(图 7.10 之 a)。一些研究者又称这些沿河浅滩为**岸滩**。在冲刷陡岸下的深水处，河底仅残留较粗的碎屑物(卵石、砾石)——被称为冲积沉积物的**基底层**。对凹岸的进一步冲刷作用造成对面凸岸沿河浅滩的持续增长。沿河浅滩在地形上常常表现为不高的沿河沙堤或沙洲，它们常被沙洲间洼地所分开(图 7.10 之 b)。

当沿河浅滩达到相当宽度时，离河床较远的部分仅在洪水时期被水淹没。这样就产生了**河漫滩**的发育，也称为**漫滩沼地**或**浸水河流阶地**。河漫滩是枯水期直接位于河床之上的、河谷的抬升部分。河漫滩发育时，河谷横剖面具有平缓的河底形态或箱状形

态。河流发育的该阶段一般认为是河流形态的壮年期。河曲不仅沿河两岸发育，而且也顺流向下发展。最初的河曲曲率较小，随后不断加大，常常形成带有窄细颈的河弯(图 7.11 之 a,b)。洪水时期由于径流活力增加，这种细颈可能被断开，河流取直河床，而断开的河曲成为废弃河床。这些与河床断开的河曲称为旧河道(俗称老河)(图 7.11 之 b)。某些古河道变为湖泊。湖

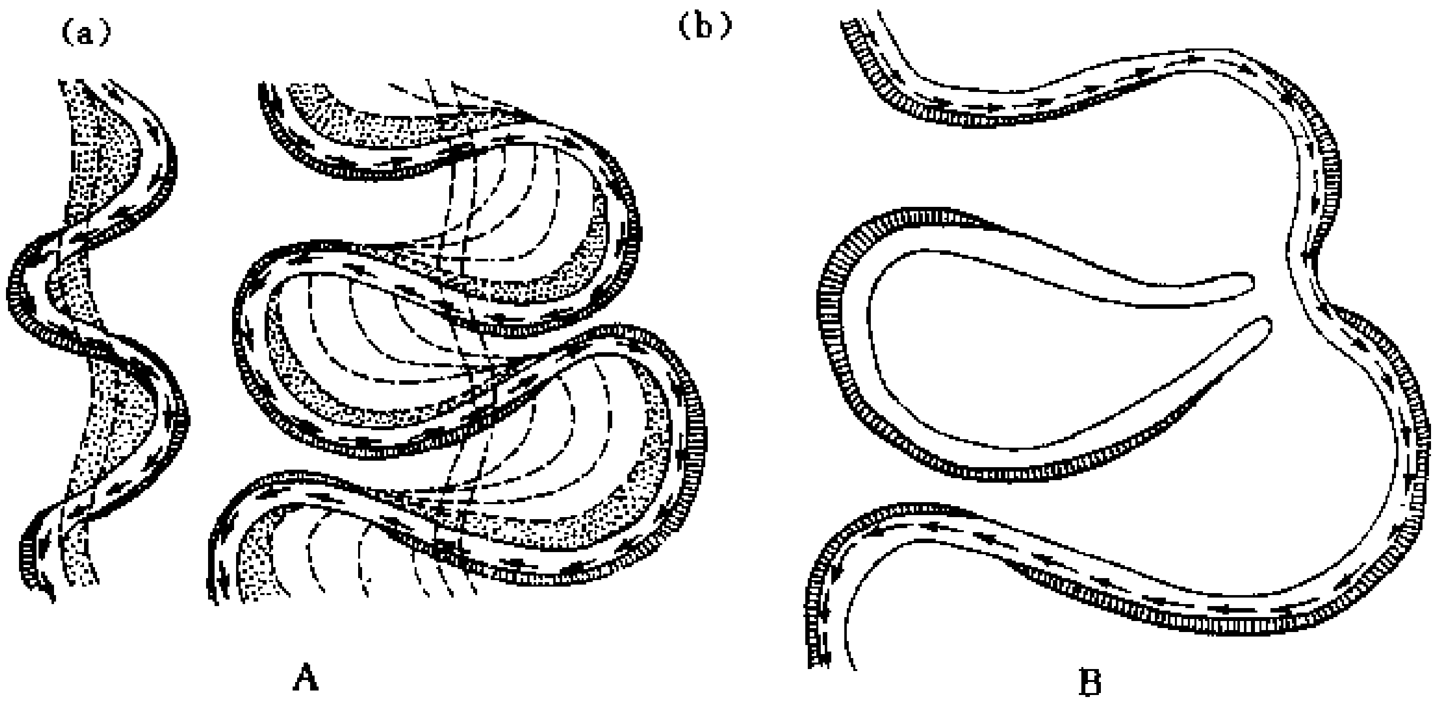


图 7.11　随成熟程度河曲连续迁移示意图

(a) 开始阶段；(b) 较晚阶段：连续发展状态(A)，形成古河道(B)

泊可能被表水携来的淤泥质沉积物充填，生长植物，有时变为沼泽。某些已消亡的河床成为漫滩表面几乎变干的弧形洼地，有些地方还保留了过去的沿河沙堤。在平原河流宽阔的漫滩上，枯水期能够见到大量的旧河道，常以湖泊、沼泽化地段和干洼地形态出现，反映其不同的发育阶段。

地球自转也对大河河谷的加宽及其非对称性产生影响。学者们注意到沿经线方向流动的北半球大河，右岸几乎总是又高又陡，冲刷较强烈，而左岸较平缓(伏尔加河、第聂伯河、顿河等等)[①]。南半球的河流则相反，左岸陡，而右岸较缓。以上所阐明的河谷非对称规律性，后来被解释成由于地球自转有的影响。根据科里奥利斯理论，所有沿地球表面运动的物体，不论其运动方向如何，在北半球与初始方向相比均受到向右方向的偏移，而在南半球则受到向左方的偏移。科里奥利斯加速度与纬度有关，在赤道等于零，而在极点达到最大。沿经线方向流动的大河偏移最大，因而对河床的侧向迁移产生影响，从而加宽了河谷。河谷的非对称性可能与其他原因也有关：如气候因素的影响(主导风向、不同的日照时间)，岩石的不同成分、不司硬度以及不同的埋藏条件，地壳运动(如一岸相对于另一岸抬升)等等。

2. 冲积物的形成和河漫滩结构

冲积物是大陆沉积的一种重要成因类型，不同时代沉积岩层中还都含有用矿产。在第四纪沉积层的构成中，冲积物有十分重要的作用，它组成河流阶地和广阔的冲积平原。许多学者的著作都阐明了冲积层的形成问题，研究较多的是关于平原河流冲积物形成的规律性问题。

直接由河床中的河水作用形成的沉积层称为河床冲积层，它覆盖着宽阔河谷的整个底部。大多数情况下，平原河流的冲积层是由经很好淘洗的各种粒径的砂组成。含有砾石和卵石的不

---

① 以人面向河的下游方向为准，区分左、右　　译者注。

同粒径的砂或粗砂位于冲积层的底部(基底层),向上分布有较为均一的细砂或中砂,具斜层理或交错层理,最上层常常是极细粒沉积物。砂中有时存在淤泥质的亚砂土和亚粘土的透镜体。这些淤积的透镜体形成于低水位时期,当浅滩上的径流减慢时,提供了处于悬浮状态的极细颗粒沉积的条件(图 7.12)。

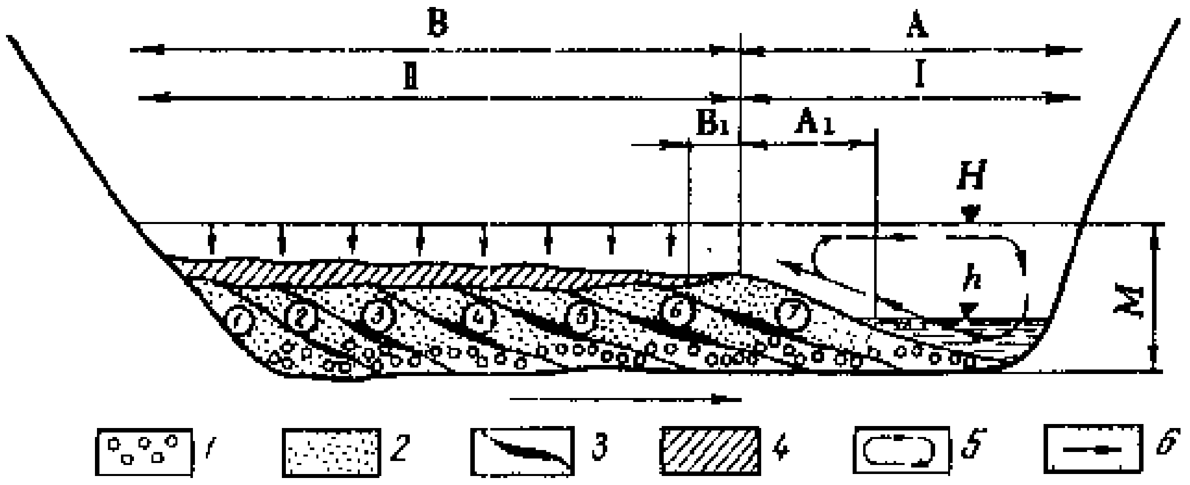


图 7.12　冲积物堆积作用中的超覆相示意图

A—河床(A_1—河床浅滩);B—漫滩(B_1—近河沙堤);H—平水期水位;h—枯水期水位;
M—冲积层的标准厚度;I—横向环流所含的泥沙冲刷带;①—⑦ 依次形成的河床冲积层;
II—悬浮泥沙沉淀带。河床冲积层:1—粗砂、砾石、卵石;2—细粒砂;3—淤泥夹层;
4—漫滩冲积层;5—河床中横向环流;6—冲积层沉积过程中河槽的迁移方向

河床冲积层分布广泛,是组成漫滩阶地剖面的主要部分。沿河漫滩表面流动的表水流速不大,并主要携带极细的悬浮颗粒。结果使粉砂质颗粒、粘土颗粒,有时还有细砂从表水中沉积下来。这样就在河床冲积层的表层形成亚砂土、亚粘土,有时含有不厚的细粒粘土质砂的夹层。这些表水沉积层,按成分与河床冲积层有根本的区别。此外,在表水退落以后的很长时间中,所发育的土壤形成作用也对这些沉积物的外观产生影响。这种漫滩的亚砂土-亚粘土覆盖层称漫滩冲积物(见图 7.12)。除河床冲积层和漫滩冲积层以外,在河漫滩范围内,在脱离主河床的、变为湖泊的旧河道中,产生一种特殊沉积物的堆积作用,由暗色,有时几乎是黑色的淤泥质砂、亚粘土、亚砂土构成,含有机物,有时其上覆盖有泥岩层。这就是旧河道冲积层。这种沉积层常组成相应于河床形态的透镜体,夹于河床冲积层和漫滩冲积层之中。当旧河道完全消失时,古老的冲积层又被漫滩沉积层所覆盖。

于是,在平原河流漫滩的组成中,可清楚地划分出冲积层的三个相[1]:

- 河床冲积相;
- 覆盖河床冲积层的漫滩沉积相;
- 充填旧河道的古冲积相(图 7.13)。

近于动力平衡阶段的平原河流冲积层称为重新覆盖的冲积层或超覆冲积层(见图 7.12)。超覆冲积层正常的总厚度,是以枯水期河流的最大深度与最大洪水位高度之和确定的。平原河流这一厚度变化在 10—15 m 至 30 m 间,但在某些情况下,与超覆冲积层厚度相比,也见到更大厚度的冲积层。这主要决定于地壳下沉,或者由于气候和径流动态特征导致的河流泥沙的超负载。与冲积层厚度增长的同时,其组成也发生变化。随着冲积层的堆积、河谷底部降低,可伴随河床侧向迁移方向的改变,结果造成较早形成的河床冲积层、漫滩和旧河道冲积相之上将又重

---

[1] 相是指具有某种成分的岩石(或沉积物)以及反映其一般特点的形成条件(见第 11 章)。

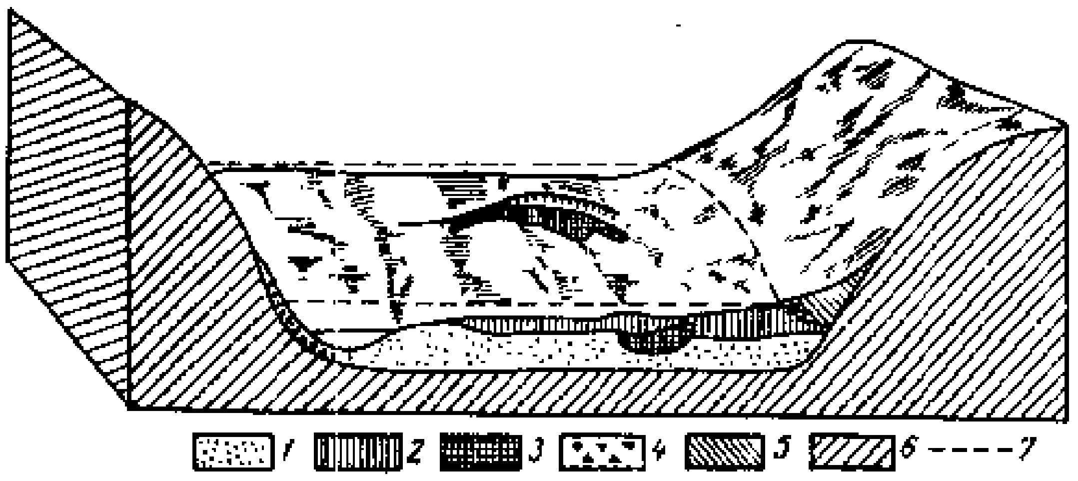


图 7.13　平原河流漫滩结构示意图

1—3:冲积相;1　河床相;2—漫滩相;3—旧河床相;4—岩堆;5—坡积物;6—基岩;7—汛期水位

新沉积冲积物及其他岩相。在这种巨厚的冲积层剖面中,河床相、漫滩相和旧河床相沉积物在不同的水平上互相叠置,多次重复。有时,河漫滩冲积层部分被冲刷掉,因此,在剖面中明显地以河床相为主。这种类型的冲积层称为**盖覆冲积层**或**往复冲积层**,图 7.14 示意地表示了往复冲积层沉积时期河床的多次变迁及其结构特点。

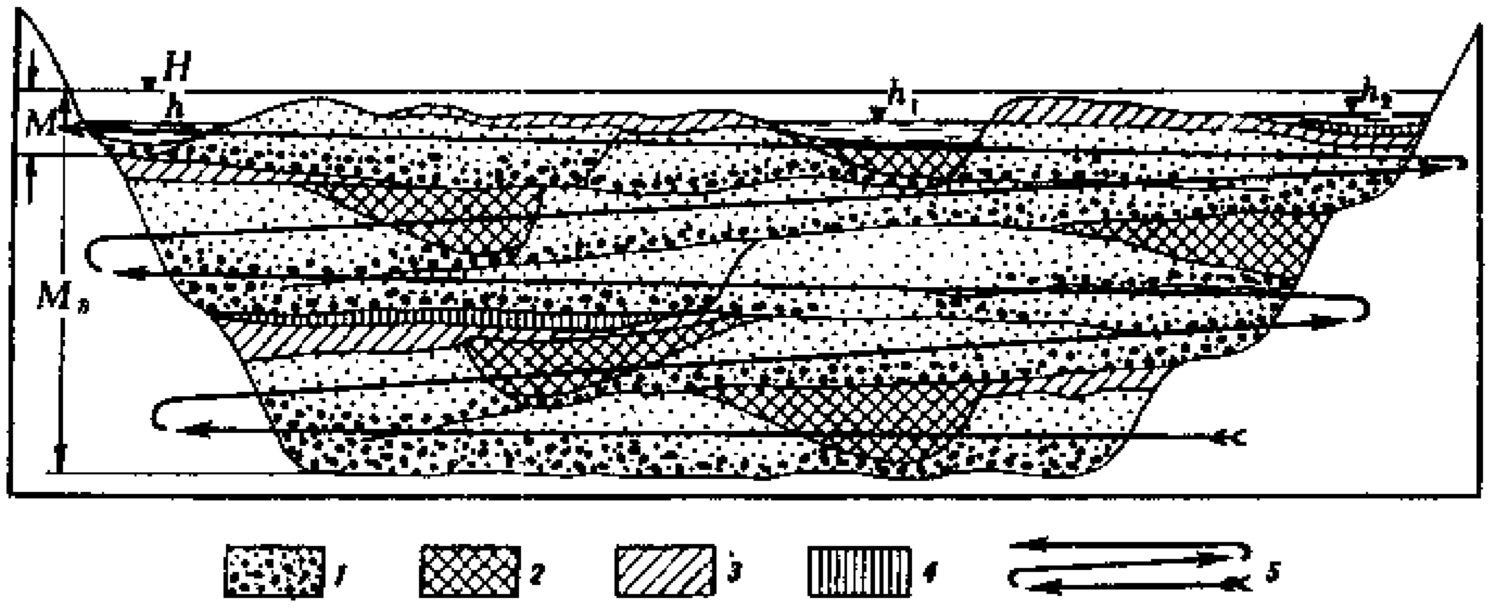


图 7.14　往复冲积层结构示意图

H—汛期水位;h—有流水河床的枯水位;h_1,h_2—旧河道和漫滩的次生水域的枯水期水位;M—超覆沉积时冲积层的一般厚度;M_s—往复冲积层的总厚度。1—河床冲积物;2—旧河道冲积物;3—漫滩冲积物;4—漫滩次生水域沉积物;5—往复-超覆冲积层沉积过程中河床迁移方向

(1) 山区河流冲积层的特点

在地形上,山区河流经常表现出拓宽的河段与缩颈狭窄河段相间排列的情形。具有很深下切侵蚀作用的河谷狭窄地段,多为河流横穿过的构造活跃隆起区,或者河床中出露有抗冲刷性能较强的岩石地段。山区河谷宽展地段则相反,多为地壳沉降地段,或者地表出露有易被冲刷的岩石地段。河谷的缩颈与拓宽常常也是构造因素与岩石学方面的因素综合作用的结果。山区河谷的局部缩颈也可能是外动力作用因素——滑坡、崩塌等的影响所造成的。

山区河流,除少数例外,主要为急流,有复杂的旋涡、回水等,并随时间和地点的不同(沿径流方向)迅速变化。奔腾的山区河流的活力大于平原河流许多倍,因此,形成的冲积层在结构和成分上也有根本的区别。在山区河谷中主要发育河床冲积层,这是由于河流所携带的泥砂通常是粗碎屑物质,主要是卵石和不同大小的漂石,而漫滩相几乎缺失,或者厚度不大,且主要见于山区河谷的宽阔地段。据研究,这里的漫滩成分主要为砂质-砾石-小卵石沉积层,而亚粘土-亚

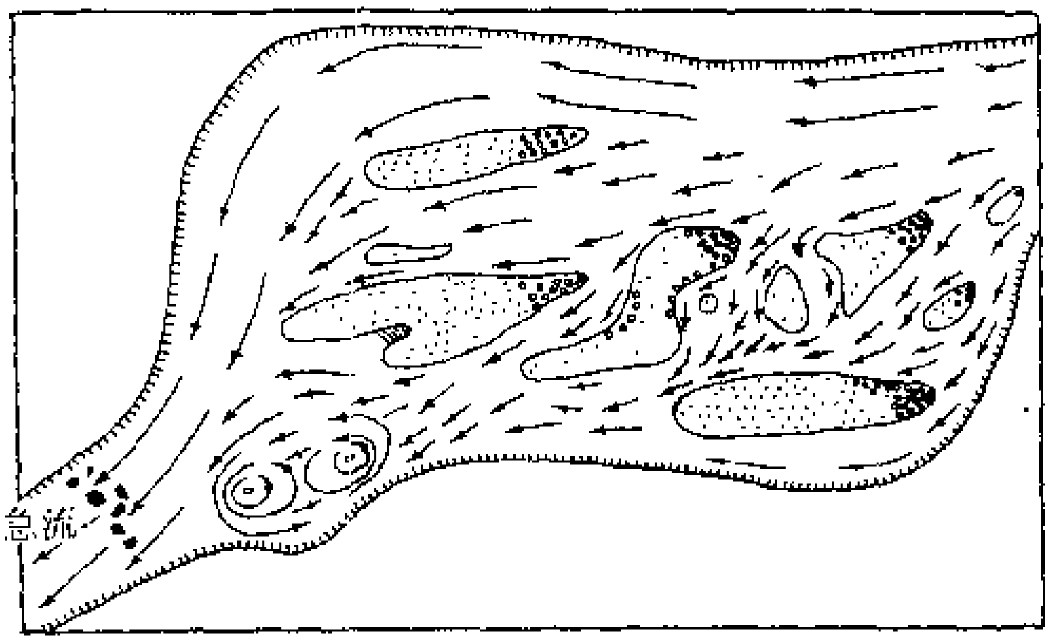


图 7.15　河床的分流

砂土质较少。有些河流宽阔地段，河床常被分开，成为几个河汊。这种多汊性，可能与山区河流特有的水的脉动运动有关，或者与存在的堤有关（图 7.15）。多汊现象也在山区河流到山前带的出口处出现。

山区河流冲积层也常与其他成因类型的陆相沉积物相伴生。因此可以中亚的山区河流为例，分出下列山区冲积层的混合相：冰碛-冲积层、泥流-冲积层、重力堆积-冲积层、洪积-冲积层。应当指出，在山区河流漫滩阶地表面，常沉积有支流河谷冲积锥，滑坡-崩塌形成物以及岩堆等洪积沉积物。

（2）平原河流漫滩地形的特点

平原上大型河流河漫滩的地形十分复杂，这与河水流速分布不均匀、河床中存在各种障碍物以及河床迁移特性不同等因素有关。在河床地形中可以分出三种大的地貌要素：

● 邻河床沙堤（邻河床漫滩）。是指直接与主河床相邻，并主要由砂组成的河漫滩。这是漫滩较高的部分，也常常是一系列平行的沙堤或者沙洲。

● 中央河漫滩。是指位于邻河床漫滩之外的河漫滩最宽阔的部分，它表面上是由河漫滩冲积物——亚粘土、亚砂土等物质组成。大河的中央漫滩还由于有处于各不同发育阶段的旧河道而呈现复杂的情况。漫滩的砂质沉积物常常遭受风成作用，结果形成沙丘。各种类型土壤的形成与河漫滩地形的这种复杂性有关。

● 邻河阶地漫滩。是指与古老的漫滩以上阶地或者与河流基岸相接的漫滩的边缘部分。由于漫滩的边部与河床相距较远，因而冲积沉积物带来的较少，而且主要是细粒的亚粘土成分。这些邻阶地的低地也常是旧河床。与阶地相邻的低洼地常有小湖或强烈沼泽化，个别地段与牛轭湖（河流急转地段的河湾）、小溪流相接。这与从漫滩以上阶地和分水岭方面流来的潜水渗出或者主河流的一些支流有关。

7.5　河谷发育的趋势和循环性

河谷从一个阶段向另一个阶段的发展，表现出一定的方向性和顺序性，此外，也反映了连续发育阶段的重复性——循环性。上面分析了河谷发育的两个阶段。第一阶段相当于形态上的青年期，河谷横剖面表明具有强烈的垂向侵蚀；第二阶段相当于形态上的壮年期，具有典型的缓河底的横剖面和发育很好的漫滩（参见图 7.12 及 7.13）。抬升或侵蚀基准面的降低，亦即

河流流入的洋面、海面或湖面的下降，均引起河谷的年轻化，重新下切，然后再扩宽河谷。

河谷年轻活化的一种特殊情况是形成次生型河谷，这种河谷叠置在较早形成的、宽阔平缓且具有很多河曲的河谷之上。有时在同一河谷中可见到在同一地段，既有形态上成熟的具有很宽漫滩的先存河谷，也有缺失河漫滩、河流深切到基岩的次生河谷。河谷的这些形态上年轻化的地段，常属于构造发展的隆起区，其垂向侵蚀的强度与隆起速度是相符的。某些次生河谷甚至可以切穿河流存在期间抬升的大型高地或者山岭。

1. 漫滩以上阶地及其类型

引起河谷发育某些变化的地壳运动，是随时间有所改变的。构造运动表现较弱的阶段，亦即地形变平缓的阶段，会被快速的隆起和沉降阶段所代替，结果造成河谷发育过程中的强烈深切阶段与加强侧向侵蚀阶段，亦即形成较平缓的河底和沉积物发育阶段的交替发生。当陆地隆起或者侵蚀基准面降低时，在发育较好且具有平缓河床的地段发生新的下切侵蚀，河流开始改造其纵剖面，以使其适应于新的侵蚀基准面。当新的纵剖面接近于平衡曲线时，侧蚀作用和堆积作用大大加强，在河中较低的地形部位形成新的漫滩。河谷基岩斜坡上原来的漫滩以一个陡坎与新漫滩相连接。构造运动的下一次活化（或者侵蚀基准面面降低）再次引起径流的下切作用，最终在更低的水平上形成新的平缓的河谷。相对于新的下切，以前的河谷底部也变成高起的平台。河谷原来底部的这些地段，成为高出现代漫滩的若干级台阶，称为**漫滩以上阶地**（图7.16）。

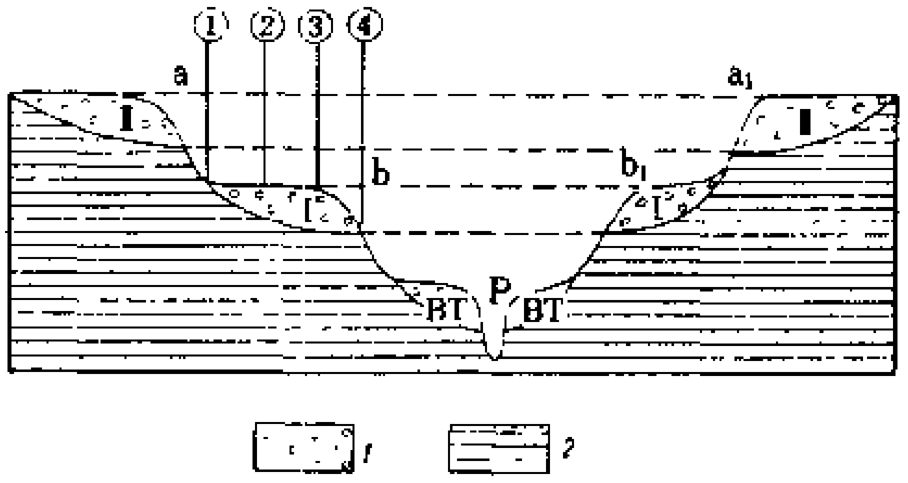


图 7.16 漫滩以上河流阶地示意图

P 河床，BT 河漫滩；Ⅰ 第一级阶地，Ⅱ 第二级阶地；$a—a_1$，$b—b_1$—河流下切以前的河漫滩位置；① 阶地后接合处，② 阶地状平台，③ 阶地眉峰（或肩部），① 阶地陡坎；1—冲积物，2—基岩

每个阶段或旋回都是由河流下切开始，终止于河谷新河底的形成。这样就形成一种新的河谷形态类型——阶地化的河谷，这种河谷特别是在平原河流中得到完全的发育。最高的阶地最古老，而最低的最年轻。漫滩以上阶地的命名通常从低的开始，由年轻向较老的阶地计算（阶地Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ等等）。每级阶地又可分为以下部分：**阶地状平台**、**陡坎**或**斜坡**，在陡坎上部界限称**眉峰**，后缘是阶地与下一级阶地相接之处，或者与整个河谷所切基岩斜坡相接。每一阶地的斜坡及位于其下的阶地平台相应于侵蚀的一个循环。每一阶地的冲积层位于被河流所下切的基岩构成的基座上。

根据基座的高度状况和冲积层厚度，将漫滩以上阶地划为三类：

（1）**侵蚀阶地**或者**刻蚀阶地**　这类阶地的整个阶地平台和台地斜坡几乎全部由基岩组成，仅在平台表面局部地保存厚度不大的冲积层。这种阶地结构证明，在其早期发育阶段河流是以侵蚀作用为主，冲积物沉积量不大（与构造运动加剧有关）（图7.17之a）。

(2) 堆积阶地(图 7.17 之 b) 阶地平台和陡坎全部由冲积沉积物组成，而基岩的基座低于河水位，在地表未出露。这种结构表明，河流经过了从深切侵蚀到形成有巨厚冲积物沉积的漫滩的整个发育过程。漫滩在以后又被下切，以阶地形式保留了下来。

(3) 基座阶地或者侵蚀-堆积混合型阶地 其特征是在斜坡下部地表出露有基岩基座，而斜坡上部和阶地状平台由冲积物组成(图 7.17 之 c)。这种结构表明，下一次的冲刷作用大于前次的堆积作用，结果在侵蚀下切深谷既出露了冲积层底板，也有下伏的基岩。

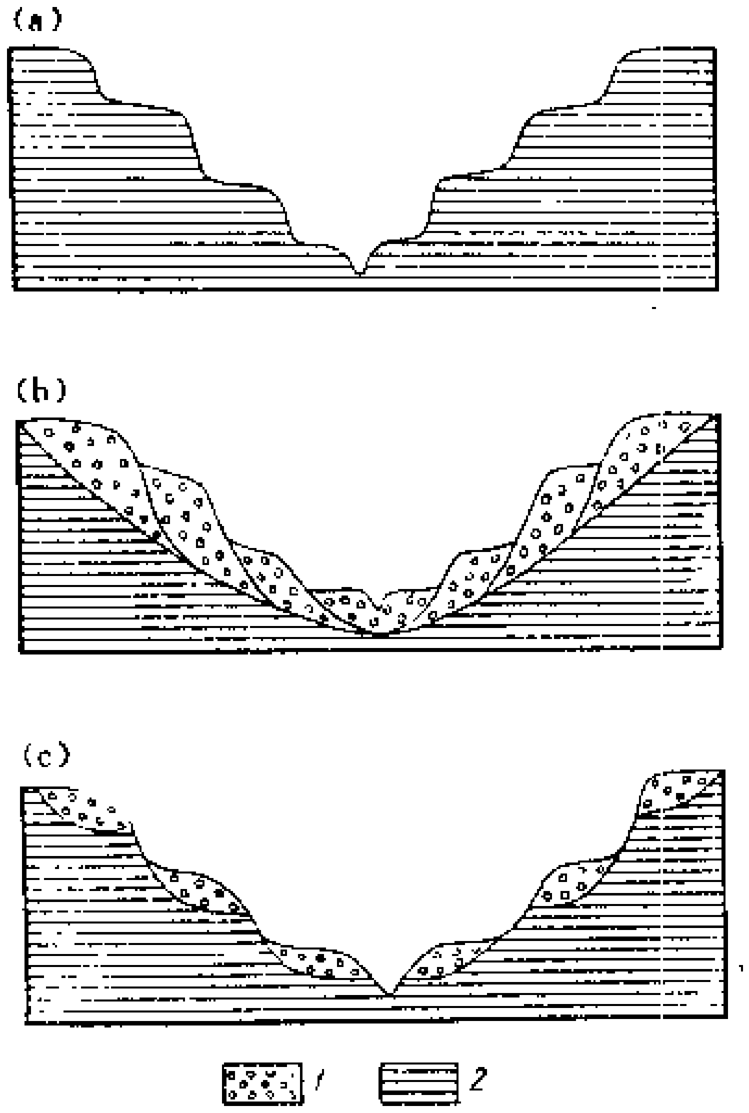


图 7.17 河流阶地类型

(a) 侵蚀阶地或者刻蚀阶地；(b) 堆积阶地；(c) 基座阶地；1—冲积物，2—基岩

河谷中各类阶地的分布、相互关系和阶地数量决定于区域地质发展史，也就是地壳运动的过程。阶地数量最多可达 7—10 级或更多，主要发育于山区河流的河谷，与山区构造的高度活动性有关。这里常见侵蚀型或基座型漫滩以上阶地，有些地方是堆积阶地。在大平原河流通常发育 3—5 级漫滩以上阶地，主要为堆积阶地，基座阶地较少。

应当指出，在任一河流的河谷中，在同一阶地范围内，都可见到由一种阶地结构向另一种过渡的情况。这是因为河谷的各个地段，构造运动出现的不均匀性和构造运动的不同方向所引起的。

漫滩以上阶地的相对高度和绝对高度沿河谷是有变化的，此时可能有两种情况：

● 侵蚀基准面降低，在这种情况下，漫滩以上阶地的相对高度向下游方向减小；

● 河流上游陆地抬升，这时漫滩以上阶地相对高度也向下游方向减小。漫滩以上阶地高度的这种变化对于经受强烈的最新隆起的年轻区是很典型的。

特别应指出，有些地方，在隆起区和沉降区的边界产生所谓的剪刀式阶地。这一名称反映以下现象：在山区，古河流下切的侵蚀阶地占据河谷斜坡较高的位置，连续的下沉使这些阶地在山前地带由侵蚀阶地转变为堆积阶地并被埋没。山前平原地区埋藏的冲积层相应于山区阶地，有些地方厚度相当大，证明地壳的巨大坳陷作用(图 7.18)。山前平原冲积物的剖面中，可见到几套互相叠置的冲积层组合体构成的互层。在每一套冲积层组合中，其下部均为较粗粒的沉积物——卵石或粗砂，明显地与山区侵蚀作用加剧有关；向上逐渐为细粒、极细粒砂所代替，局部地还有粘土物质，反映了山区侵蚀作用的减弱和地形变缓。因而，每一套这样的冲积层组合(从粗粒到极细粒)即为山前平原堆积作用的一个旋回，这相应于山区侵蚀作用的一个旋回，在山区表现为一级阶地。这时，位于下部的冲积物组合相应于较老的和较高的山区阶地，而位于上部的沉积物组合，则相应于较低的和较年轻的山区阶地。将山区阶地面与其相关的山前平原区的埋藏冲积层连接起来，即可得到呈剪刀式的交叉线，交叉部位于隆起区和盆地区的结合带。

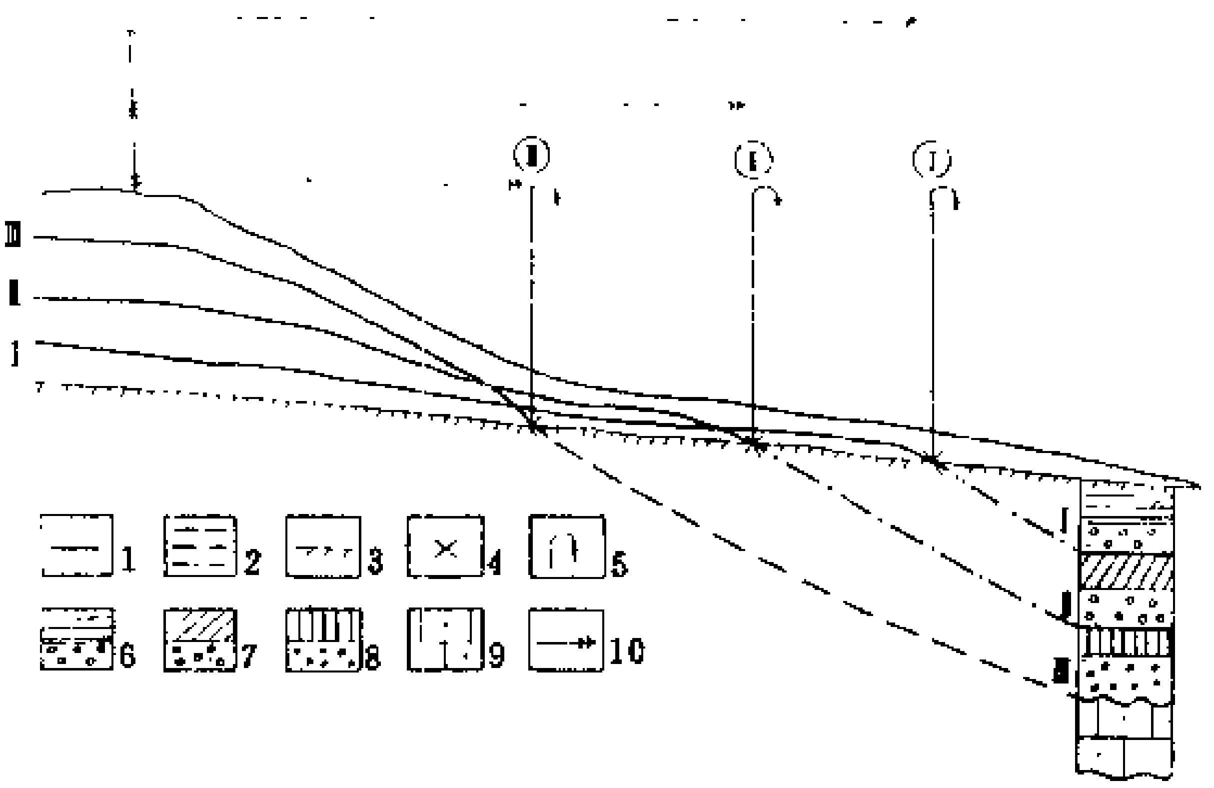


图 7.18 由扩展的上升区向沉降区过渡地带的剪刀式阶地

1--上升区的侵蚀阶地面(Ⅰ,Ⅱ,Ⅲ);2—阶地面向沉降区过渡为堆积层;3 现今水面;4 和 5---沉降地段;6,7,8—相应于各侵蚀阶地的不同时代的冲积层;9—前第四纪岩石;10---隆起区的上升与扩展的阶段

在一些大的平原河流,可观察到不同时代的巨厚冲积层,代表着埋藏河谷或者原始河谷。

最后还应强调的是,在影响河谷发育的诸多因素中,最主要的因素应该认为是地形和气候,而地形是受地壳运动控制的。因此,对于冲积物成分及各岩相之间的关系、沿河流域古漫滩以上阶地的数量及其高度变化等等的分析,可以恢复区域地质发展的最新历史以及最新构造活动的性质、气候条件的变化等等。

2. 河流的河口

此地形表现各异。多种因素对其形成产生影响,诸如:

- 河流排泄的水量及其随时间的变化;
- 河流所携碎屑物的数量和成分;
- 海水含盐量;
- 海流;
- 全球大洋面的升降涨落;
- 涨潮与退潮;
- 构造运动。

其中河流提供的碎屑物含量和地壳运动的方向与幅度起主要作用。根据各因素间的相互关系,可分出两种河口类型:三角洲型和河湾型(图 7.19)。

(1) 三角洲

河流入海时,河流流速急剧降低,所携的碎屑物质沉落在近岸的河底处,形成水下冲积锥。水下冲积锥逐渐向大海方向增长,加大其宽度和高度,并以三角洲形态露出水面,其顶面倾向与河流流向相反,而其底部向大海方向变宽和向大海一侧倾斜。“三角洲”一词首先被采用于尼罗河的冲积锥,因为它的形状酷似希腊字母 Δ。三角洲在相对不深的海边形成,需有由河水带向河口的大量碎屑物,没有涨潮和退潮,也没有强烈的沿岸径流。必须具备的最主要条件是沉积物堆积的速度大于地壳构造的沉降速度,或二者处于均衡状态。

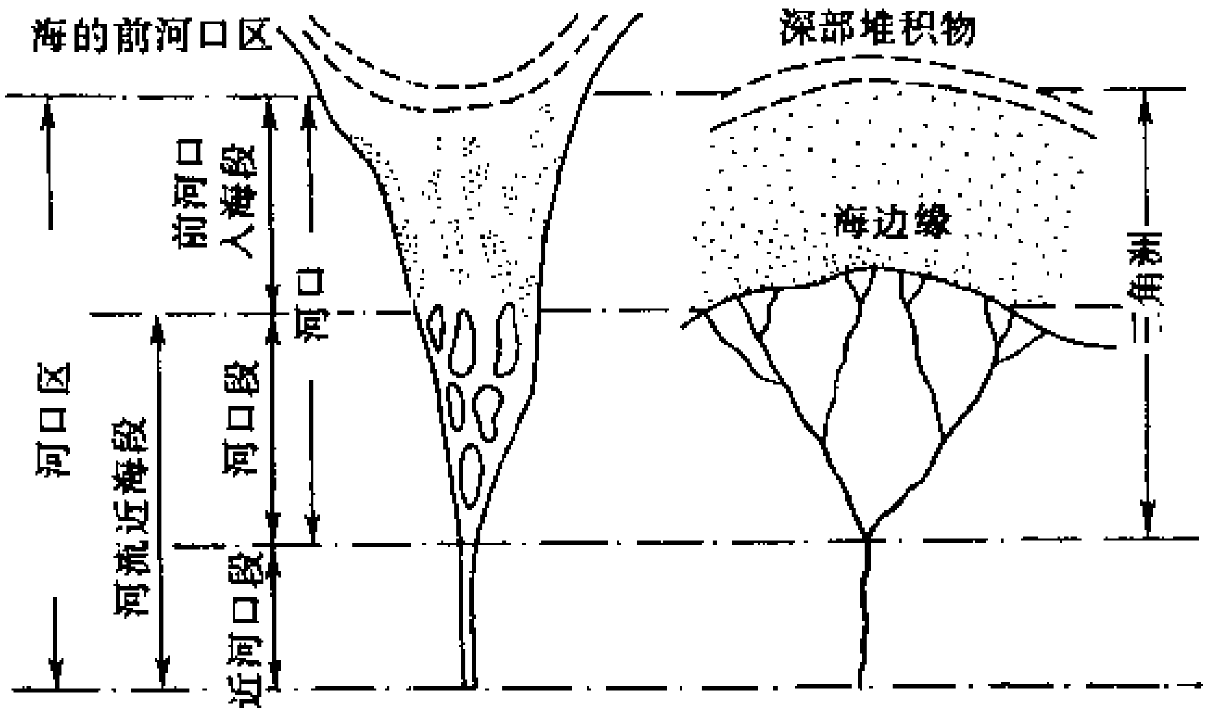


图 7.19　河流的河口部分

● 水下三角洲或前三角洲。由地上三角洲向海方向过渡而形成。如果海水深度较小，河床很快被冲积物淤塞，已经不能够允许河流全部水量通过。因此，河流要从已形成的回水中寻找新的出口，冲跨河岸，形成新的附加河床。结果在河流河口部分形成树枝状河床网系，被称为支流或者河汊。

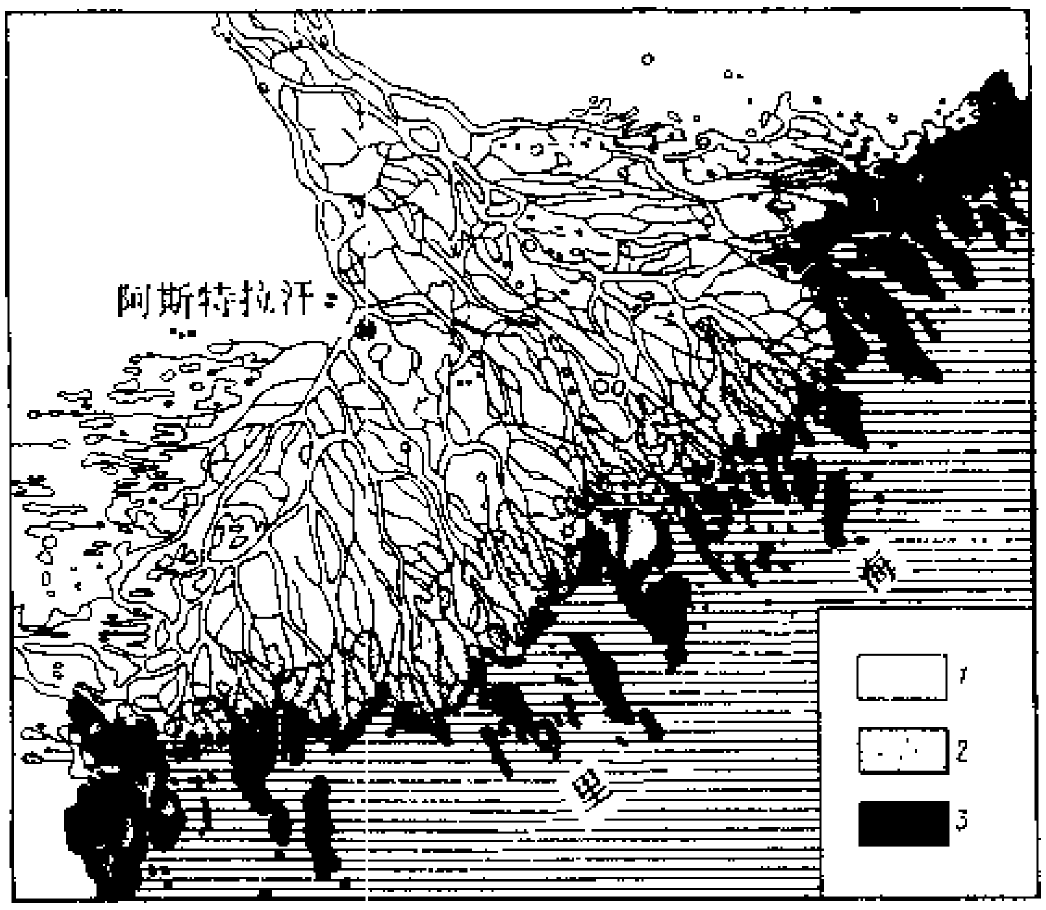


图 7.20　伏尔加河三角洲边界的快速扩展

三角洲的规模大小变化(1－1873 年的边界，2—1927 年的边界，3－1945 年的边界)

伏尔加河三角洲是多支流三角洲的典型实例(图 7.20)。河汊将三角洲分成大大小小的一些岛屿。靠近大河汊形成近河床的沙堤——由砂和亚砂土等组成沙洲，沙洲之间分布岛屿的凹下部分，具亚粘土覆盖层，常有湖泊和沼泽。在三角洲发育过程中，分开的河汊逐渐变小、消失，变为小湖和小沼泽。在每次洪水泛滥时，河流三角洲都改变自己的形态：加高、加宽，并向海洋方向延长。其结果，在一些河流的河口处形成广阔的冲积 三角洲平原，这些平原具有复杂的地形，也造成了各种成因类型沉积物的之间复杂的相互关系。

黄河和长江排泄并形成的河流三角洲是达到最大规模的巨大冲积-三角洲平原(长度超过1000 km,宽度超过 300—400 km)。吉格尔和叶甫拉特河三角洲面积达 48000 km^2,勒那河三角洲约 28000km^2,伏尔加河三角洲约 19000km^2。三角洲宽度的增长和向海洋方向的增长是等速的。据研究资料,在人为调节伏尔加河径流之前,三角洲平均每年增长 170 m(见图 7.20)。

对于三角洲地区,河床随时间迁移也是一个特点。例如,黄河的一条主要支流从 1852 年起从山东以北流过,而在此之前,它处于三角洲的南部,从山东以南绕过,在距现今河口 480 km 处入海。三角洲很小的高度和平缓的表面,使黄河能突然改变径流方向,从而造成毁灭性的洪水泛滥。

密西西比河的三角洲是很特殊的。河流呈手指状深支流向海洋方向扩展其河床("鸟爪"型三角洲)。三角洲的这种特点可解释为:河流主要带来大量的淤泥,堆积在近河床部位,形成不透水的堤。一个这样的支流每年向墨西哥湾移动 75 m。密西西比河三角洲的第二个特点为三角洲是在地壳沉降与三角洲沉积物堆积速度相同的情况下形成的,结果三角洲沉积物的厚度可达数百米。根据霍尔姆斯(A. Holms)的资料,钻孔揭露的厚度约为 600 m;而根据地球物理研究资料估计的三角洲沉积物的厚度还要大很多,但其他一些河流三角洲沉积物的厚度不超过正常的超覆冲积层的厚度。

● 三角洲沉积物。河流三角洲可有不同成分与成因的各种沉积物:**河床支流的冲积层**,在平原区为砂和粘土,在山区为较粗的物质;在封闭水域中形成的**湖相沉积物**,主要是富含有机物的亚粘土质沉积物,这些封闭的水域可能是脱离了河床的支流,或是位于河床间岛屿低洼地上的水域;**沼泽沉积物**,在湖泊闭合之处产生的泥炭层;**海相沉积物**,形成于涨水的涌浪时期。由于河床支流经常性的移动,这些沉积物无论在水平方向上,还是在垂直方向都可互相取代。有些情况下,尚可见到三角洲沉积物被风所改造,形成风成沉积物及其地貌形态。除水下三角洲碎屑物的堆积之外,在入海的河口前部位,常常产生河流所携物质在溶液中的沉淀,这些物质主要呈胶体状态(Fe,Mn,Al 等),在咸海水的影响下产生凝结作用。在河口也常常见到有机胶体的沉淀。海水的凝结作用尤其表现在洪水期,当时河水径流处于混浊状态。

(2) 河湾

河湾是指深深地伸人到河谷的漏斗状河口。基纳河、艾里巴江等河都有很好的河湾。海洋的涨潮、落潮之处,有沿岸径流的地方,以及地壳沉降速率大于沉积物堆积速率的地方等等都是形成河湾的有利部位。当涨潮时,大海伸人到河口很远的部位,而在退潮时,海水与河水形成巨大的径流,并具有很大的流速。这时河流所携的碎屑物被带向海洋,又受到沿岸径流的作用使碎屑物沿岸散开。海平面上升或者近河口部分沿岸沉降引起的河流下游的被淹没,也能够形成河湾。位于西西伯利亚低地北部的鄂毕河河口(鄂毕湾)和叶尼塞河河口都是形成于区域沉降条件下的河湾的很好例子。当河谷河口被涨潮的海水淹没时(这样的海如黑海、亚速海),也能形成河湾,第聂伯河、顿河等河流有这样的河湾,它们又称为**溺谷**。在溺谷范围内有时可有沙嘴,这些沙嘴形成河流向海出口处的障碍。

塞纳河河湾(长为 35 km,宽约 10 km)形成于复杂的条件下:强烈的涨潮-退潮潮流,特别是北西向强风引起的强风暴海浪以及法国西北沿岸的沉降(这里的沉降达每百年 2—3 cm)等等都是形成河湾的条件。

7.6　河系及其发育与分水岭的迁移

任一条河系均可分为主河流与支流。支流又可分为一级、二级、三级支流等等。水从高处流向主河流和支流及全部流域，称为汇水流域。河系被分水岭相互分开，分水岭又分为主分水岭和旁侧分水岭，主分水岭将具有相反方向倾斜的不同斜坡的河系分开；旁侧分水岭将具有同一倾斜坡的流域分开。无论是主分水岭，还是旁侧分水岭，其状态都不是固定不变的，它们总是向一方向或另一方向移动。形成这种现象的原因是河流向源侵蚀强度不同。这可能包括分水岭斜坡(倾斜面)陡度不同、河中水量多或少的不同、侵蚀基准面的高度不同等等。水沿陡坡流动以及依托于较低的侵蚀基准面所产生的侵蚀作用，其强度肯定大于河流沿缓坡流动和依托于较高的侵蚀基准面的侵蚀强度。结果，分水岭将向河流具有较小侵蚀作用的方向迁移。下切较强的河流可能(由于向源侵蚀作用)逐渐劈开分水岭，拦截其他流域河流上游的径流。这种现象称为河流的袭夺或者河流夺流(图 7.21)。除上述的从河流的源头的拦截之外，广泛分布旁侧夺流现象。当强烈下切的河流支流由于向源侵蚀结果，从旁侧靠近另一条河流或其支流夺得其部分径流时，就会产生这种旁侧夺流(7.22)。

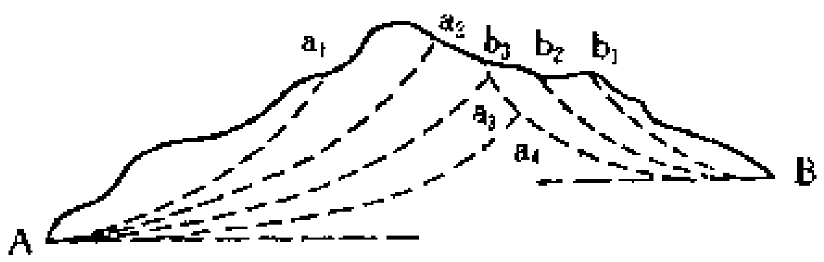


图 7.21　分水岭迁移示意图

a_1，a_2，a_3，a_4，b_1，b_2，b_3－　由于向源侵蚀结果，迁移的河水源头依次的位置

地表水剥蚀作用的趋势以及剥蚀结果与气候条件紧密相关，因为气候决定地表径流的水量，也与地壳运动紧密相联。在气候不发生根本变化以及地壳上升运动速度不大的情况下，毗连的河流作用(包括支流河系)、斜坡冲刷和其他外动力影响综合作用，造成地形的降低和变缓，河谷的进一步拓宽，在面冲刷作用以及重力作用下，碎屑物向下移动可以导致斜坡坡度的减小、分水岭区域变低和变缓以及造成分水岭和河谷谷底之间高差的减小。在古老山区陆地表面相对变平缓，形成剥蚀平原，美国学者戴维斯(B. M. Davis)称之为准平原，即几乎是平原，而帕夫洛夫称其为临界平原。这不是理想的平原，而是波状的，或是丘陵状平原，有时具有陡坡高地——由较硬岩石组成的剥蚀残山。这就是地表在水的剥蚀作用下，由地表被强烈的深切到准

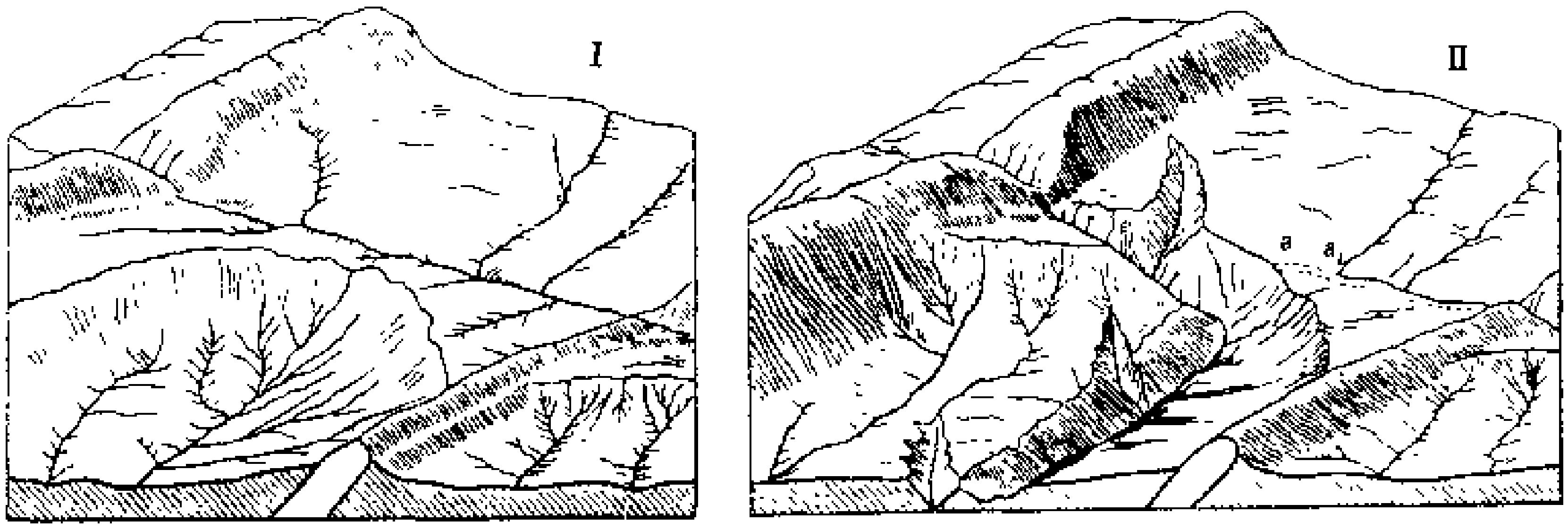


图 7.22　河流袭夺示意图

Ⅰ　刚出现的夺流，Ⅱ　已发生的夺流，a-a_1 －干河槽(原有河床)

平原可能的总趋势。但是，由于地壳运动的限制，多数情况下，仅仅局部能够达到准平原化。构造运动周期性的增强中断了地形平缓化的旋回，从而形成切割的地形，有时呈阶梯状或丘陵-垄岗地形。

地表水的剥蚀作用在河谷中和三角洲还伴随发生强烈的堆积作用，结果产生广阔的堆积-冲积平原和冲积-坡积平原，这些平原具有重要的国民经济意义。

7.7 与河流作用有关的有用矿产

与河流冲积层有关形成一类特殊的有用矿床，被称为冲积砂矿床或砂矿。河流流经各种岩石，冲刷、淋溶其中所含的金属矿物。在河水流动过程中，搬运其冲刷产物，并按比重进行分选。水把较轻颗粒搬运较远，而重的颗粒沉积下来，并沿河底继续拖曳，缓慢移动。如果在河流运动途中，受岩石和构造的控制(改变河谷横剖面)，遇有深坑、裂隙或坚硬基岩的位置，水流径流速度就会改变，重矿物颗粒沉落，滞留于不平缓的地形之处。最重要的代表性砂矿矿床有金、铂、金刚石、锡石等。

砂矿床既可在现代河床和漫滩的冲积层基底中见到，也可见于古漫滩以上阶地冲积层的底部。冲积砂矿在地质剖面中，是以含有用矿产的状态出现的(含金砾岩、含铂砾岩等)。

许多褐煤矿床与古冲积-三角洲沉积层有关。阿塞拜疆的主要石油和天然气矿床产于阿普舍伦半岛上新世伏尔加河的古三角洲和前三角洲沉积层，当时的伏尔加河流入南里海。在世界许多其他地区，石油、天然气也常赋存于三角洲沉积层中。

冲积平原和冲积-三角洲平原对于农业也有很大意义。河漫滩土壤、漫滩以上阶地和河流三角洲土壤，在多数情况下都具有较高的肥力。特别是河漫滩和三角洲，由于在洪水期周期性地被水所淹没，因而使土壤不断富集新的营养丰富的物质。这种地方性的土壤改良和浸水能使其获得较高的生物效能，在其影响下形成高肥力的土壤。

冲积卵石和砂被广泛应用于道路和其他建筑工程建设。

第8章　地下水的地质作用

所有位于地表以下土壤和岩石中的水都属于地下水。地下水是地球水圈的一部分，它同地表水（河流、湖泊、海洋）和大气水有着紧密的联系。正是由于有这样的联系，地下水直接参与自然界中水的总循环。

地下水及其成因、水动力学、地下水随时间质和量的变化，以及地下水的地质作用等，是水文地质学科的研究对象。

8.1　岩石中水的类型

列别杰夫（А. Ф. Лебедев，1936）根据详细的实验研究，首次提出了松散岩石中水的分类类型。随后，许多研究学者发展了这个分类。

1. 岩石中水的分类

（1）蒸汽状水（气态水）　分布在岩石中自由孔隙和裂隙内不含液态水的空气中，同其他类型的水和大气中的水汽处于动力平衡状态，具有很大的流动性。它在不同的岩层中和大气中具有不同的水汽张力。

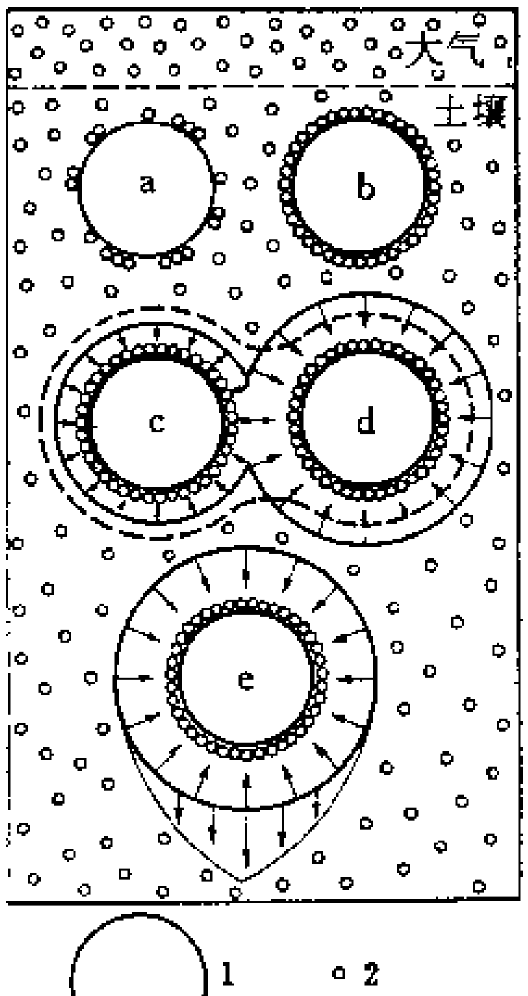


图 8.1　水分子同岩石颗粒的不同粘结形状示意图

1　岩石颗粒；2　呈蒸汽状的水分子；a　未饱和状态的强结合水；b—饱和状态的强结合水；c、d　弱结合水（薄膜水）从d颗粒向较薄的c颗粒运移（虚线表示薄膜的均衡厚度）；e　重力水，在重力作用下形成向下流动的水滴

（2）强结合水（按列别杰夫分类，为吸附水）　是气态水的水分子靠吸附作用附着于岩石矿物的表面形成的。强结合水主要分布在细碎屑松散岩石——亚粘土和粘土中。它靠分子力和静电力把岩石颗粒表面紧紧地包了一层单分子水的薄膜。

（3）弱物理结合水（按列别杰夫分类，为薄膜水）　分布在岩石颗粒表面的强结合水之上，它靠分子力形成由若干个水分子层组成的较厚的薄膜，薄膜越厚，水的边缘部位的分子粘结力越小。因此，弱结合水的外层已可被植物吸收。如果相邻颗粒间水的薄膜厚度不同，水就从较厚的薄膜颗粒向较薄的薄膜颗粒缓慢运移，直至平衡（图 8.1）。

（4）毛细水　靠表面张力（毛细管弯液面）部分或全部充满岩石和土壤的毛细管、狭缝和小裂隙。当岩层中所有毛细管都充满水时，其含水量就称为毛细容水量。可区分两种毛细水的基本类型：一是同地下水位无联系的毛细悬着水，通常通过大气降水渗入，在饱气带的土壤和

砂、粘土的上部形成，悬着水蒸发时以液态呈上升运动。二是毛细上升水，直接位于地下水面上，从地下水位面由下而上的运动，并形成毛细边缘；毛细上升水高度取决于岩石的成分，从粗颗粒岩层的若干厘米到亚粘土的 2－3 m 以上；毛细上升水同潜水有水力联系。因此当地下水位呈季节性和多年性变化时，毛细边缘的上部表层也随之变化。

(5) 重力水(漏斗状液态水)　能够在重力和水动力的作用下自由地在岩石的孔隙、裂隙和其他空间中运移，可分为：充满透水岩石所有孔隙、裂隙和其他空间而形成地下水层的重力水，以及下渗到位于地下水层之上的饱气带的重力水。

(6) 固态水　可以在季节性结冰时在饱水岩石中呈冰晶、冰层和冰的透镜体状，特别在多年冻土带的岩石中分布最广。

(7) 结晶水(化学结合水)　它是某些矿物的成分的一部分，并进入矿物的晶格中。例如，石膏 $CaSO_4 \cdot 2H_2O$(含水量占重量的 20.9%)，芒硝 $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$(含水 55.9%)，当加热到 100℃或以上时，结晶水可以被排出。

2. 岩石的透水性

岩石的透水程度和透水性对地下水的形成和运动速度都有很大的影响。根据透水性，所有岩石可分为三类：

(1) 透水岩石　砂、砾石、卵石、裂隙砂岩、砾岩和其他基岩，裂隙和岩溶灰岩以及白云岩等；

(2) 弱透水岩石　亚砂土、轻亚粘土、黄土、未分解的泥炭等；

(3) 相对不透水岩石或隔水岩石　粘土、重亚粘土、分解的泥炭、无裂隙的整体结晶岩和胶结沉积岩等。

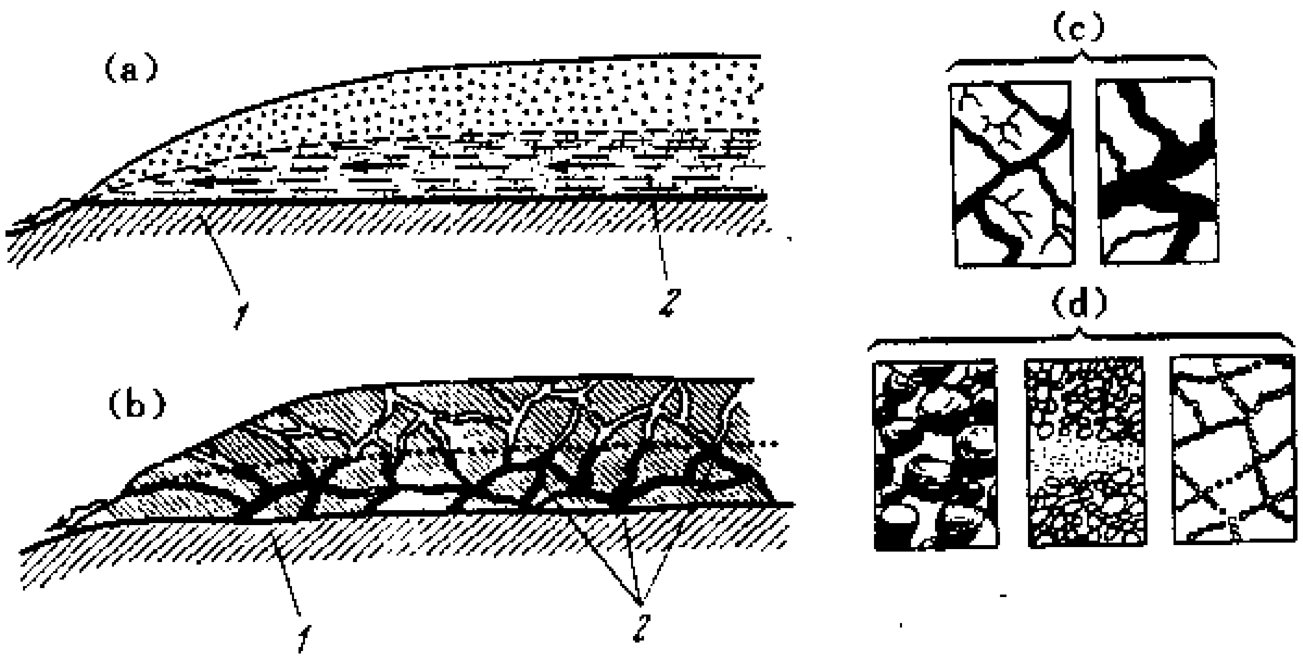


图 8.2　岩石的透水性

(a) 多孔岩石；(b) 裂隙岩石；(c) 导水裂隙的大小；

(d) 多孔岩石的颗粒大小和分布密度(其中：1—不透水岩石，2—饱水岩石)

松散和粒状岩石(砂、砾、卵石)的透水性决定于其颗粒大小及构成性质(图 8.2)。在这些岩石中水在各颗粒间的孔隙中运移。构成岩石的颗粒越大，其透水性也越大(例如粗粒碎屑岩：纯卵石、大砾石——岩石各颗粒间有很大的孔隙)。当颗粒变小时，孔隙也减小，因此透水性也低。在自然条件下，多数疏松碎屑岩是由大小不同的颗粒物质构成的，如砾、卵石、砂砾石、不同粒度的砂等，因面也影响岩石的透水性能。

岩石的容水量是岩石能够容纳和保持一定水量的性能，取决于疏松岩石的性质。可区分

为：饱和容水量——充满岩石所有孔隙（包括毛细管）时的水量，和最大分子容水量——靠分子内聚力维持在岩石中的水量，所有重力水将从岩石中流出。饱和容水量和最大分子容水量之差为岩石的给水度。在实际工作中，了解单位给水度即从每立方米岩石中可以获得的自由水量是很重要的。

裂隙岩石的透水性决定于裂隙的大小及其性质，可溶性岩石的透水性还取决于岩石的岩溶性质（是否有溶洞和其他岩溶通道）。

在疏松岩石中流动的地下水称孔隙水，在裂隙中流动的称裂隙水，在裂隙和岩溶通道中流动的称裂隙岩溶水，或简称岩溶水。

8.2 地下水的形成

地下水按其成因可分为若干类型。

（1）入渗地下水　通过大气降水下渗（入渗）到透水岩石中形成的。当大量大气降水或厚雪层融化时井水水位升高，而干旱年代水位则下降，这是这一成因类型地下水的特征。因此，可以肯定大气降水入渗是地下水的主要补给源。有时，也可观测到水从河流、湖泊和海洋补给含水层。同样，地下水也可补给地表水体。这里显示了所有自然水类型的统一性及其相互联系。

（2）凝结地下水　在有些气候地带，如沙漠，大气降水很少，蒸发量很大，在地下水形成过程中，岩石孔隙和裂隙中空气水汽的凝结起一定的作用。这一过程是由于大气中空气和土壤中空气的水汽压力差而产生的。当自由空气中水汽压力大于土壤和岩石孔隙中空气的水汽压力时，水汽就从空气中向土壤中转移。当它进入温度较低的范围时，水汽就在土壤和岩石中凝结，并转变为液态。当岩石中不同部位的水汽压力不等时，这种凝结过程也可以在岩石的内部进行。通过凝结作用可以在沙漠中的咸水潜水面之上形成淡水透镜体。

（3）沉积地下水　这是海相成因的地下水，是同海相沉积物同时期形成的。在随后的地质发展过程中，这一类地下水在成岩过程（由沉积物变成岩石）、构造运动和其他因素影响下，可以经历巨大的变化。特别当发生剧烈的构造沉降和被较新的厚沉积层掩埋后，海相成因水经受的变化更大，处于高温和高压状态。许多研究者认为，深部高矿化地下水（咸水和卤水）属于海相成因水，并在高温和高压状态以及水循环很差的情况下经受了剧烈的变化。有时这类水被称为封存水。

与此同时，一些研究者还认为，挤压作用对深层水的形成有重要作用。他们的依据是，原始海相淤泥沉积物（粉砂-粘土）含水量高达80—90%，当它们在深部处于高压和高温状态时，随着下沉产生很强的压实过程。这一压实过程使沉积水挤出而进入透水砂层。根据某些学者的观点，在深部的大盆地中，粘土夹层中的砂层水主要是从粘土层中挤出的水。这类水被称为移位水。但是多数水文地质学家虽然承认有挤压作用，却不认为它在深层地下水的形成过程中有如此重要的作用。

（4）原生地下水或岩浆地下水　在现代火山或不久前有火山活动的地区，多数地下泉水具有较高的温度，含有有别于地表条件的、呈溶解状态的化合物和气体组分。为了解释这类水的形成，奥地利地质学家修斯（E. Suess）在1902年提出了原生理论。他认为，这些水是在岩浆冷却过程中从岩浆中析离出来的水汽形成的。水流顺着深部构造裂隙和断裂上升，进入较低温度区域，水汽凝结，转为滴状液态，形成特殊成因的地下水类型。多数研究者则认为，岩浆只能

形成少量水，同时，从深部岩浆中析出的水汽和其他气态组分，向上升入地壳，往往会同一般的入渗成因地下水相混合，到地表呈混合型地下水。此外，前苏联研究者还查明，多数热泉完全同地壳上部的入渗地下水有关，这些入渗水在深部循环过程中被加热，并富集可溶性气体。

(5) 再生水(或脱水) 是从含结晶水的矿物物质中分离出来的。这种从结合状态转变为自由状态的过程(如石膏脱水成为硬石膏等)只有在高温和高压条件下才有可能发生。

8.3 地下水的类型

按照埋藏条件和水力标志，地壳上部的地下水可分为非承压水(带自由水面的)和承压水或自流水。非承压水又可分为三类：上层滞留水、潜水和层间水。

1. 上层滞留水

上层滞留水是在饱气带范围内、离地表深度不大、由大气降水入渗形成的水。实际上，这是在透水岩石中位于一些不透水岩石透镜体之上的临时性聚水，例如可以在冰水沉积砂层或河流透水砂石层中的冰碛亚粘土透镜体之上形成。这类聚水一般分布很有限(图 8.3)。

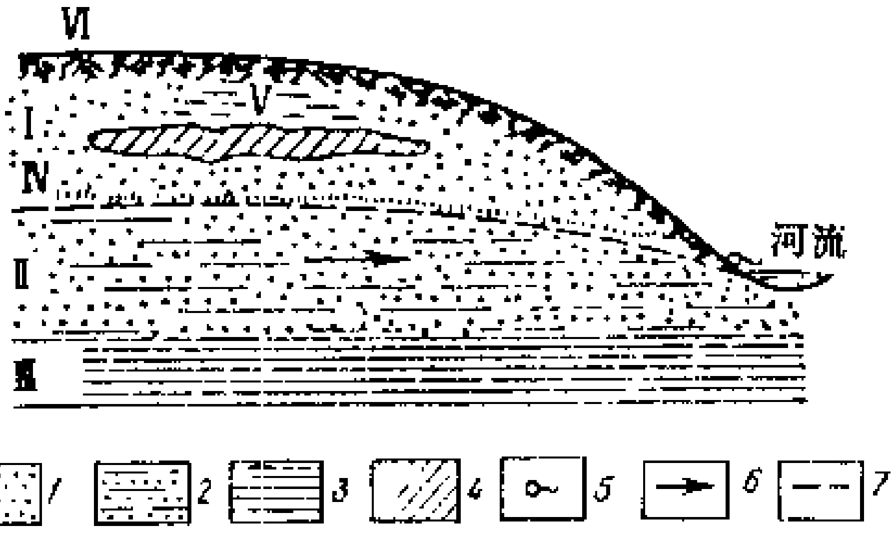


图 8.3 潜水埋藏条件及其与上层滞留水的关系示意图

Ⅰ—饱气带，Ⅱ—水饱和带(潜水)，Ⅲ—隔水层，Ⅳ—毛细上升带，Ⅴ—上层滞留水，Ⅵ—土壤水

其中：1—砂层，2—水饱和砂，3—粘土，4—重亚粘土，5—下降泉，6—潜水流向，7—潜水水面或水位

上层滞留水的饱和水层厚度一般在 0.5 m 到 2—3 m 之间，很少有更大的厚度。这取决于隔水透镜体的大小和大气降水量。在积雪融化的春季和降水丰富的秋季，厚度和富水性最大，到夏末和干旱季节，水量减少，有时甚至全部消失。在前苏联欧洲部分的南方草原地带，由于稳定含水层埋藏很深，因此上层滞留水在农村常被用于饮用水和灌溉园地。

2. 潜水

潜水分布十分广泛。它分布在地表以下第一个隔水层之上的第一个透水层中。潜水的补给区与透水岩石的分布区一致。潜水既可以埋藏在松散岩石中，也可以在裂隙和岩溶岩石中。潜水应区分出潜水水位或水面和隔水层(图 8.3)。含水岩石称为含水层，含水层厚度是指从潜水水面(水位)到隔水层的距离。含水层厚度一是随水流向泄水区流动而变化；二是其变化取决于隔水层的起伏；三是取决于不同年份大气降水补给强度的不同。

潜水的水力特征是非承压的，水面是自由的。潜水面之上分布有毛细边缘(毛细上升带)。

(1) 潜水运动 潜水水面以更平缓的面同地表地形起伏大体相符合，潜水位在地形低处明显下降。这是因为地下水处于连续运动中，它受重力的影响，以潜水径流形式向沼泽、河流、

湖泊和海洋及其他地形低处流动，并以泉水形式排出。这些地区称为泄水区或泄排区。潜水呈细流状，几乎是平行地沿着孔隙和小裂隙流动。这种水流运动属于层流型。地下水流动速度取决于岩石的透水性和地下水层的坡度。水流坡度等于 h/l，式中 h 是某一点水位与另一点水位的高差；l 为两点间距离。潜水水面坡度也称水头梯度，并用 I 符号表示。砂岩类岩石中水的流速从 0.5 到 1～2 米/昼夜。最大的地下水流速度见于卵石层，以及特别在强岩溶化的岩石中（可达 10 米/昼夜，有些达 30 米/昼夜），有时水流运动转化为紊流。

（2）潜水动态　由于气候条件，特别是大气降水量的变化，潜水水位、水量和水质也随时间而变化。在丰水年，大气降水很多时，潜水位上升；在缺水年份，则水位下降。当水位波动时，有些岩层也周期性地时而充水，时而干涸。因此，从地表到隔水层可分出三个带：一是饱气带；二是位于地下水最低水位和最高水位之间的周期性饱和带（周期性地充水和疏干）；三是位于

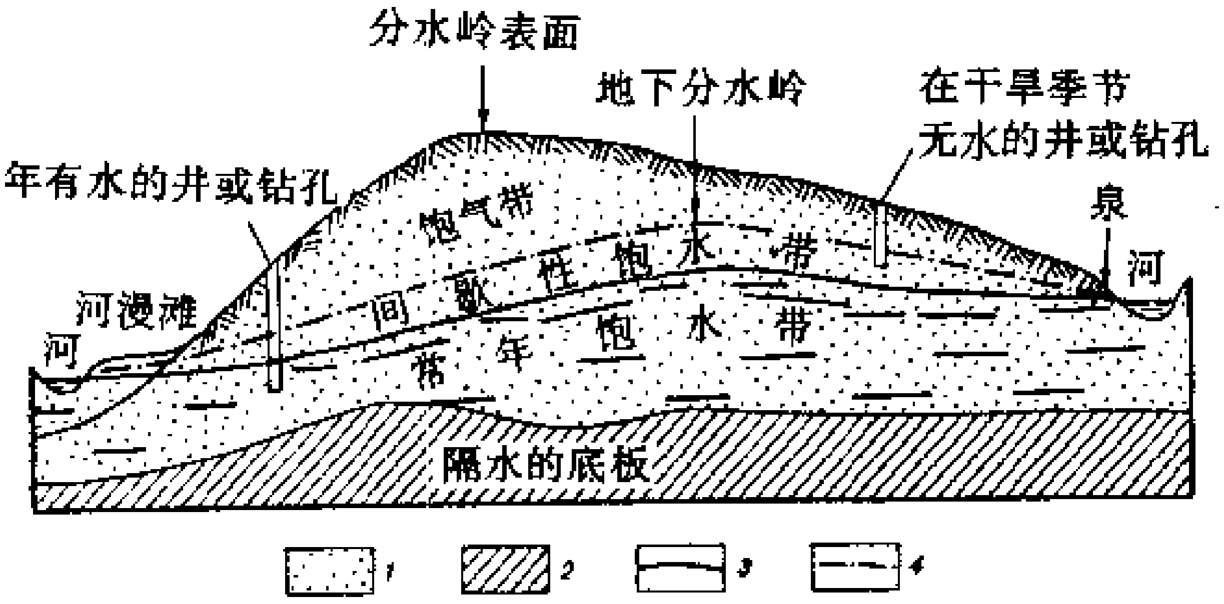


图 8.4　河间地块潜水埋藏和动态示意图

1—砂层，2—亚粘土，3　最低潜水位，4　最高潜水位

最低潜水位和隔水层之间的常年饱和带（图 8.4）。随着潜水位波动，泉的流量和在某种程度上水的化学组分也会发生变化。

在自然条件下，可以观测到潜水同河流及其他水体的水力联系，因此其他水体对潜水动态也有一定的影响。在温湿气候地带，地下水通常向河流排泄，地下水面向河流方向倾斜。只有在洪水季节，在沿岸地段出现相反的流向（从河流补给地下水）。洪水期一过，潜水面趋于平衡，并逐步下降，又恢复其通常的向河流方向的倾斜。因此，在每一具体情况，重要的是要了解潜水面的高程及其随时间和空间的变化。为此，要对水井和钻孔潜水面进行定期观测，根据观测资料编制专门性的等水位线图。图上可反映平面上的等水位高程线。

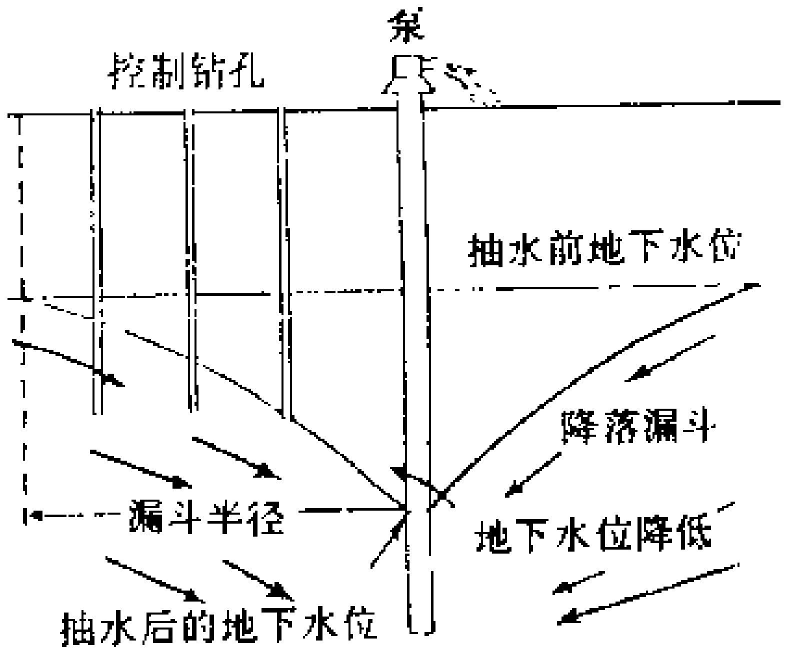


图 8.5　钻孔抽水时潜水位的变化

在解决一些重大国民经济任务时，如供水、土壤改良和建设大型水工建筑物等，了解潜水动态及其随时间的变化是十分重要的。必须准确预测地下水动态变化及可能产生的后果（图 8.5）。前苏联组织了水文地质观测站网，对潜水水位变化、水温、化学成分、泉流量和大气降水

量、气温变化，以及对与潜水有水力联系的地表水体和河流水位等开展了多年的长期观测。

3. 层间水

（1）层间非承压水　与潜水不同的是，层间非承压水位于两个隔水层之间。通常这类水分布在地形切割地区、并位于侵蚀基准面以上（区域水文网）。它并未充满含水层的全部空间，并在冲沟与河流的岸坡以泉的形式出露。总的来说，层间水属于流动的水，其运动条件类似于下降潜水（图 8.6）。

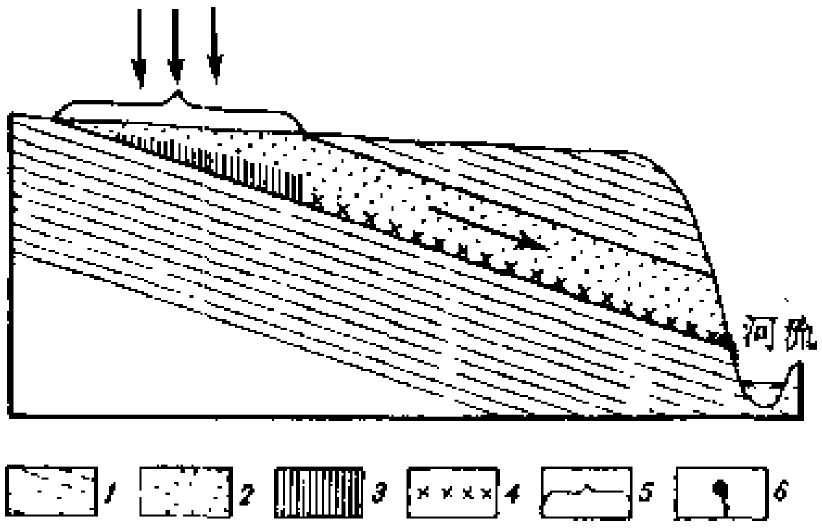


图 8.6　层间非承压水埋藏示意图

1—不透水岩石，2—透水岩石，3—潜水，4—层间水，5—补给区，6—下降泉

（2）承压水或自流层间水　承压水或自流水是分布范围极广和较深的，且不受局部排泄作用（河流、沼泽、其他低地）的影响，其上、下均被隔水层所限制的地下含水层。自流水也称阿尔杜水，其名称来源于法国的阿尔杜省，那里首次在欧洲利用井管开发自流的地下承压水。

承压水最有利的形成条件是在地壳的各种构造坳陷和岩石的单斜构造。前者地层弯曲成盆状或盘状，可形成自流盆地；后者地层向一个方向倾斜，透水层常常顺走向转为不透水层（图 8.7）。自流盆地可分为三个区：一是补给区，二是排泄区，三是承压区。

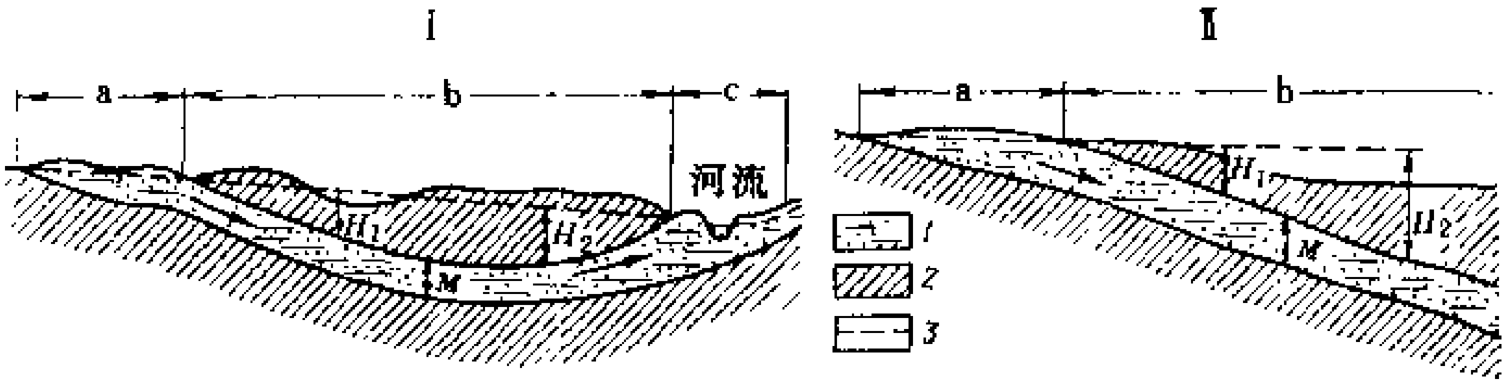


图 8.7　向斜层状（Ⅰ）和单斜层状（Ⅱ）岩石的自流盆地剖面

a—补给区，b—承压区，c—泄水区（排水区），H_1 和 H_2—水头，M—自流层厚度，

1—含水岩石，2—不透水岩石，3—水压面（箭头表示自流水运动方向）

● 补给区。承压水的补给区分布在标高最高的含水层露出地表的区域。大气降水在补给区入渗透水岩层，顺透水层倾向流向盆地中部，并充满含水层，获得静水头。

● 泄水区或排水区。是承压地下水出露地表的地段，其标高比补给区低。

● 承压区。位于补给区和泄水区之间，是自流水的主要分布区。地下水水头值和水位高度是由补给区和排水区的高程决定的。如果在剖面上将补给区和排水区的水位用直线连接起来，则这条直线大致反映某一地点用水井或钻孔揭穿承压水时的承压水位将上升的高度，也就是

说，这条直线表示了该含水层的承压水位。承压水位称为**水压面**，用绝对标高（相对于海平面的）表示。为了反映平面上水压面的变化，编制专门等水压线图。**等水压线**是由一系列钻孔测定的水压面绝对标高相同的点的连线。水压面高出地表的地区，承压水就自流或从钻孔中自溢。**水头值**是指含水层顶板到水压面的垂直高度，用 m（米）表示。

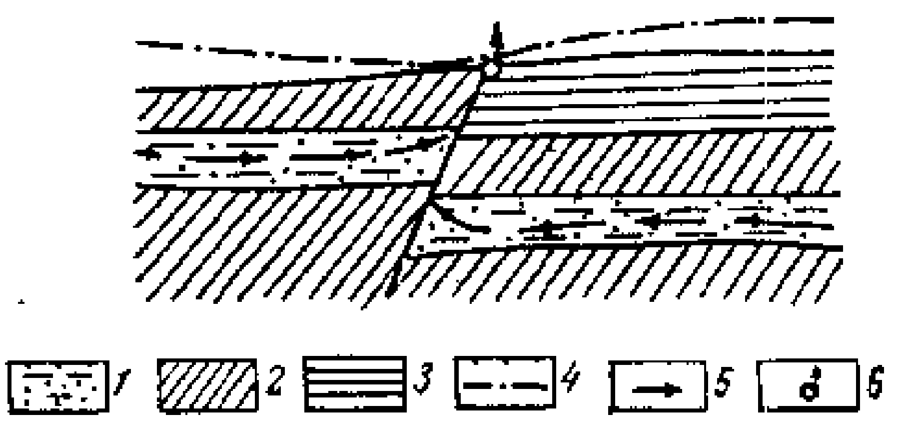


图 8.8 断层造成承压含水层屏障的实例

1—含水层，2—隔水层，3—相对隔水层，4—水压面，5—自流水流动方向，6—上升泉

当岩石呈单斜状时，进入补给区的水顺岩层走向也会具有静水水头。这种现象多数见于透水岩石顺走向变为不透水岩石时。这种情况可能是初始堆积时沉积物的成分就不同，也可能是由于透水性不同的岩石中的各种断层或位移而引起的（图 8.8）。

（3）自流盆地　在一定的地质构造（如盆地、坳陷）中承压含水层分布的地区称为自流盆地。自流盆地的规模可以从几百到几十万平方公里。与单斜构造有关的含水层的自流盆地为自流斜地，一般比较小。平原地区的自流盆地的面积特别大。

研究程度最高的是莫斯科自流盆地。它对前苏联欧洲部分中部的城市和工业企业的供水具有重要意义。这个自流盆地构造上属于由石炭系、泥盆系和较老的地层构成的巨大盆地（莫斯科向斜）。在石炭系的裂隙和局部岩溶灰岩和白云岩中分布有若干层被不透水的粘土层隔开的含水层。这些含水层的承压水水质优良，矿化度较低。补给区位于自流盆地边缘的透水岩层出露地表区。泥盆系沉积中也分布有承压含水层。上泥盆统沉积物的埋深在 360—600 m，含有矿化度为 2.4—4.5 g/l 的水，并被用于医疗目的。深部含水层的承压水矿化度（盐化）和温度都很高。

另一个例子是第聂伯-顿涅茨自流盆地（北乌克兰盆地），自流水分布在北西西向的盆地中。补给区位于较高的盆地北部和东北部边缘，排水区位于第聂伯河河谷。这种补给和排水条件有利于水的积极交替作用。因此，含水层水质优良，被用作乌克兰许多大城市的供水水源。比较著名的还有波罗的海沿岸和里海沿岸的自流盆地。

近几十年来，前苏联水文地质学家还在哈萨克等中亚加盟共和国以及东、西西伯利亚等地发现了一批新的自流盆地。

8.4 地下水的化学成分

地下水成分取决于地下水的成因（海相残留水、入渗水、混合水等），水交换程度和性质，以及同地下水流经的岩石的关系。在地下水运动过程中产生岩石的和岩石中包裹体的溶滤作用，使地下水富集了盐类。地下水中含有的溶解物质数量不等，可以从极淡水到极咸的盐卤水。地下水中的溶解盐总量称为**总矿化度**，用 g/l 或 mg/l 表示。

1. 地下水的分类

根据总矿化度和水化学类型，地下水有若干种类，最著名的是维尔纳茨基和奥夫钦尼科夫（А. М. Овчинников）分类法（表 8.1）。

表 8.1　按总矿化度和主要水化学类型的地下水分类

奥夫钦尼科夫分类		维尔纳茨基分类	
水的类型	总矿化度 g/l	主要水化学类型	
极淡水 淡　水 矿化度较高水	0.2 0.2　0.5 0.5—1.0	重碳酸盐型 重碳酸盐型 重碳酸盐和重碳酸-硫酸盐型	淡水
微咸水(低矿化水) 咸水(中矿化水)	1—3 3　10	硫酸盐-氯化物型 硫酸盐-氯化物型	咸水
含盐较高水(高矿化水)	10—35	氯化物-硫酸盐型 主要是氯化物型	
近卤水	35 - 50	氯化物型	咸水
卤水	50—400 (500)	氯化物型	卤水

地下水的水化学类型是按其主要阳离子和阴离子的含量及其组合情况确定的。最常见的阴离子有 HCO_3^-,SO_4^{2-} 和 Cl^-,阳离子有 Ca^{2+},Mg^{2+}和 Na^+,这六个基本元素的组合决定地下水的基本性质—— 碱度、盐度和硬度(图 8.9)。

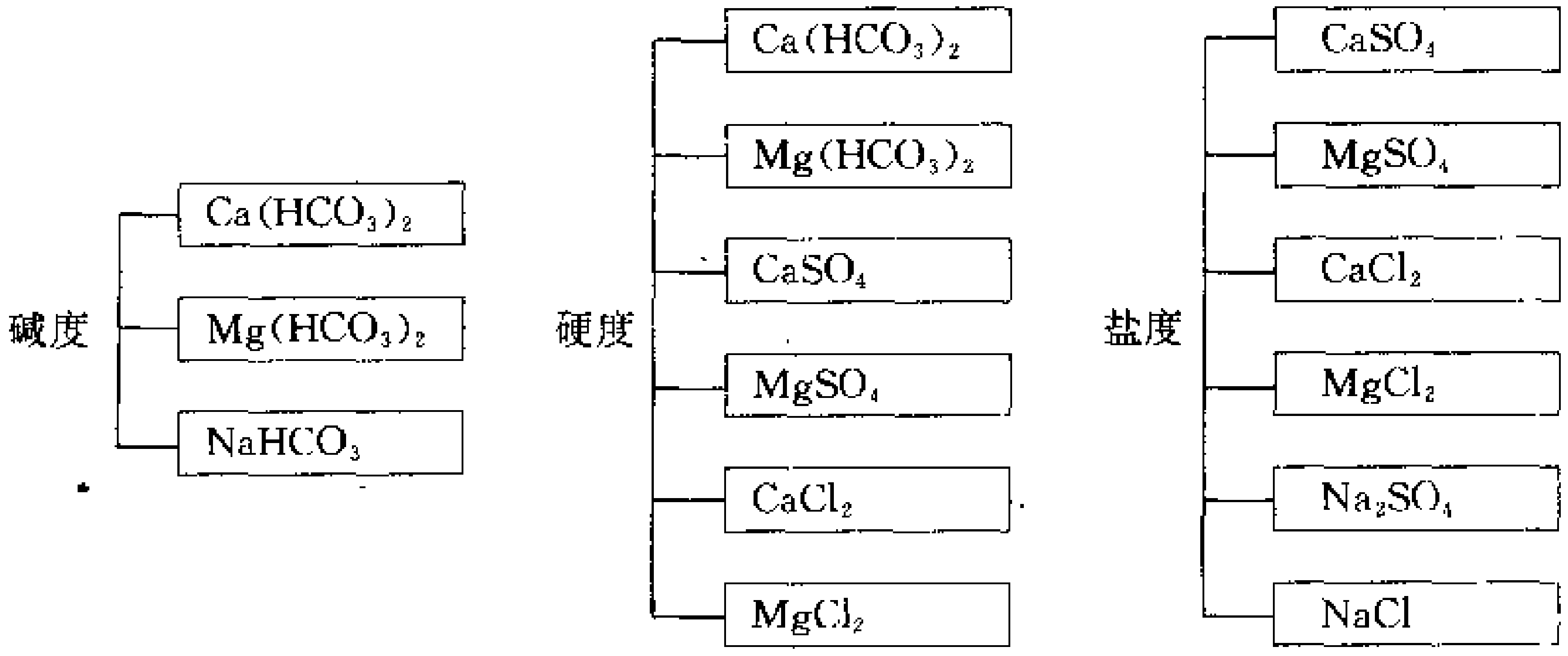


图 8.9　决定水的基本性质的不同元素组合

(1) 按阴离子分类　有重碳酸盐水,硫酸盐水和氯化物水以及若干中间型(复杂组合)水——重碳酸盐-硫酸盐型,氯化物-硫酸盐型,硫酸盐-氯化物型及其他更复杂的类型,

(2) 按阳离子分类　可以是钠型,钾型或镁型水,或混合型——镁-钙型、钙-钠型、钙-镁-钠型水等。

在自然条件下可以观测到地下水横向和垂向的水化学分带。已查明潜水横向的分布规律同自北而南的气候条件的变化紧密联系。

(3) 卡缅斯基分类　卡缅斯基(Г. Н. Каменский)把前苏联全境地下水划分为二个类型:

● 淋滤型潜水。分布在湿度大的地区(前苏联欧洲部分和西伯利亚的广大地区),自北而南从极淡水到矿化度较高的水(>1 g/l)。

● 大陆盐渍型潜水。分布在干旱草原、半沙漠和沙漠地带，主要为微咸水和咸水。

自流盆地的水化学垂向分带与不同的水交替条件有关，可分出若干个带：

● 水积极交替带。水从补给区流向排水区，并以泉的形式出露地表，这里地下水通过新入渗的大气降水很快得到补给，水的矿化度相对不高，属重碳酸钙水。

● 水缓慢交替带。分布较深，水的补给恢复期很长（可达数千至数十万年），相应地地下水的矿化度也较高，成为重碳酸盐-硫酸盐型、硫酸盐型和氯化物-硫酸盐型水。

● 水极缓慢交替带（深度更大）。地下水的补给恢复期可达数百万年，甚至数千万年，分布的是高盐度地下水，甚至卤水，主要为硫酸盐-氯化物型，特别是氯化物型水。

这种高矿化地下水不仅常同其形成有关（例如海相残留水），也可以同溶解地下盐层的盐类有关（如安加拉-勒拿河盆地等）。正是由于地下水是在不同水文交替条件和温度、压力关系的情况下同岩石的相互作用，决定了地下水的总矿化度及其成分。除了决定水化学类型的主要阴阳离子外，在高矿化的深含水层中常常会有硼、溴、碘、锶、锂、放射性元素和气体组分。特别在油气田的氯化钙水中常常含有大量的硼、溴、碘，可被工业上开发利用。

2. 矿泉水

能对人的身体起生理作用的，并被用于治疗目的的地下水称为矿泉水。前苏联矿泉水多数分布在年轻的山区（喀尔巴阡、高加索、柯别达克、帕米尔等）和现代火山作用地区。地下水的医疗功能决定于它的高温和所含的某些化学组分——铁、溴、碘、氡、二氧化碳、硫化氢等。

根据总矿化度，矿泉水可以有淡水、微咸水和咸水。按温度指标可分出若干种水：冷水（温度低于 20℃）、温水（20—37℃）、热水（37—42℃）、高热水（>42℃）。

根据成分、性质和医疗价值，可划分出若干医疗水组（>7 组）。其中最著名的有以下几类矿泉水：

（1）碳酸矿泉水　包括著名的纳尔赞和格鲁吉亚的包勒若米，法国的维什等冷矿泉水；捷克的卡尔洛维也瓦雷、亚美尼亚的捷勒木克、阿塞拜疆的伊斯基苏等从花岗岩裂隙中流出的热碳酸矿泉水。碳酸矿泉水的形成多数同深部碳酸盐岩与年轻的岩浆侵入接触处的热变质作用有关（温度在 100℃左右）。

（2）硫化氢（硫化物）矿泉水　其医疗性能缘于水中含有足够数量的自由硫化氢。多数硫化氢水是在还原环境中由于沉积岩的复杂生物化学作用形成的。按其形成条件，硫化氢水可分为：

● 含氮硫化氢（硫化物）水。其成因同第四纪泥炭沉积物和埋藏较浅的含石膏岩层有关，如拉脱维亚的水。

● 含甲烷硫化氢水。同含腐植质和含油地层有关，是在自流盆地的深部形成的，如索契盆地、达基斯坦、乌拉尔、费尔干纳的水等。

● 含碳酸的硫化氢水。分布在现代火山作用地区，如堪察加、千岛群岛等。

（3）放射性矿泉水　其形成主要同酸性岩浆岩有关。分布最广的为氡水，其中镭-氡放射性成因气体含量偏高。氡水又可分为：

● 风化壳中的冷氡水。

● 酸性岩浆岩（花岗岩等）构造裂隙中的热氡水。氡水在高加索的某些疗养院和阿尔泰被广泛利用。

3. 泉及其堆积物

出露地表的地下水天然露头称为泉。泉通常出露在揭穿含水层的河谷、沼泽地和湖滨、海岸。泉可以划分为两种类型：下降泉和上升泉。

(1) 下降泉　下降泉是由上层滞留水、潜水和非承压层间水等带有自由水面的地下水形成的。泉水在排水区比较低缓的地段流出，在多数情况下，泉水分布在河谷和沼泽的斜坡底部，可以是个别地相互隔开的出露点，也可以呈连续的线状出露。后者经常出现在当含水层底板隔水层位于河水位之上时(即可以是在高于任何一个基准面——河流、海洋、沼泽地的斜坡的任一高度)。

下降泉的流量不稳定，随时间有很大的变化，尤其是上层滞留水的下降泉流量变化更大，到干旱季节这一类泉水多数干涸。泉水流量大小同补给条件和岩石透水性能有关，泉水量最大的是粗颗粒砂砾石、卵石和强裂隙化的岩溶灰岩含水层的泉水。从溶洞和其他岩溶通道流出的岩溶泉有时水量很大，成为小溪，甚至成为河流的源头(克里米亚、高加索、列宁格勒州等地)。

(2) 上升泉　上升泉是承压(自流)地下水在排泄区的天然露头，在出露点以小喷泉形式向上溢出。泉水顺岩石裂隙和断层上升，或者从比补给区位置低得多的出露地表的含水层中流出。有时承压上升泉见于海域，这种泉称为海底泉(水下泉)。

有些地区在泉水出露处可形成独特的堆积物，较常见的为石灰华，它由于碳酸盐平衡受到破坏，在重碳酸钙型硬质地下水的出露处，溶于水中的部分二氧化碳逸入大气中，则重碳酸钙 $Ca(HCO_3)_2$ 转化为难溶解的碳酸钙 $CaCO_3$ 而沉淀出。由于流经碳酸盐岩石的碳酸矿泉水具有很强的溶解能力，因此这种作用在碳酸矿泉水出露处最明显。在一些地区可形成很厚的多孔隙的石灰华——钙华；在火山岩地区高温泉水出露处，由于富含氧化硅，可形成硅华。

8.5 岩溶作用

岩溶(喀斯特)是流水(地下水和地表水)对易溶的有裂隙的岩石产生溶解作用或淋滤作用，以及部分冲刷作用，并在地球表面形成独特的岩溶地貌景观和在深部形成各种溶洞、通道、空洞的过程。岩溶发育的基本条件是：

- 可溶性岩石的裂隙，使其有透水性；
- 水的流动沿裂隙；
- 水的溶解性。

天然水含有各种盐类和气体组分，对岩石的可溶性有很重要的作用。富含二氧化碳的水在溶解灰岩的能力方面要比纯化学水强许多倍。地下水中 NaCl 的存在，使其溶解石膏的能力提高 1.5—2.5 倍。这种复杂的天然溶剂同易溶的裂隙岩石相互作用，就形成一系列地表和地下岩溶形态。

岩溶，其喀斯特的名称来源于亚得里亚海沿岸的里雅斯特城附近的喀斯特石灰岩高原，这里岩溶作用和岩溶地形发育最为完善。

可溶性岩石包括石灰岩、白云岩、白垩、石膏和盐类岩石(岩盐等)。根据可溶性岩石的成分共划分为碳酸盐类岩溶、石膏类岩溶和盐岩溶。最易溶解的为盐类，其次为石膏，但这类岩石相对来说分布不广。发育最广、研究程度最高的是碳酸盐类岩石即石灰岩、白云岩岩溶。下面要探讨的岩溶作用和岩溶产物就是以这一类岩石为实例的。有许多学者对岩溶及其发育规律以

及各种岩溶形态特征进行了研究。

地中海一带有大范围的石灰岩出露，这里在时代年轻的岩石中有各种各样的岩溶现象。前苏联最典型的岩溶景观见于高加索、克里米亚的主要山脊以及乌拉尔等地。可以划分为地表岩溶或裸露岩溶（可溶性岩石露出地表）和隐伏岩溶或覆盖岩溶（上部被不溶解性岩石所覆盖），前者多数分布在山区，后者则分布在平原。

1. 地表岩溶形态

溶沟是在出露地表的可溶性岩石中形成的。它呈深刻槽、浅沟、裂缝和裂隙状，深几厘米到1—2 m。溶槽和石芽或者几乎相互平行，并与地形倾斜方向或岩石产状相吻合；或者分布毫无规律，常常分叉和相互交叉。其成因同大气降水和融雪水的作用有关，主要是淋滤作用，在陡坡也有地表流水的冲蚀作用。有些地区溶沟密密地覆盖大片范围，变成难以通行地区，这种地区称为溶槽区。在沿海一带溶沟经常可在礁岩地层中观测到，特别在现代珊瑚岛地区有广泛的分布，这里海水起了一定的作用。一般认为造礁生物本身有机物分解过程中产生的二氧化碳有利于钙的溶解。

（1）落水洞　是垂向的或倾斜的深孔，呈裂隙状或井状，能吸收地表水，通向岩溶岩体的深部。这可以看成是岩溶过程中溶槽形成以后下一阶段的现象，把裂隙及其交叉部位向深部溶蚀。落水洞常与其他岩溶形态共存（图 8.10）。

图 8.10　克里米亚的溶槽和落水洞

（2）溶壁龛　在可溶性岩石的陡坡出露处常见有不同大小的溶壁龛，是由于顺裸坡流动的大量大气降水（雨水和雪水）对岩石的溶解作用或者地下水的淋滤作用形成的，分布常局限在可溶性岩层的裂隙处。

（3）溶斗　是最广泛的地表岩溶形态，可以分布在不同的气候地带，在山区和平原都可出现。特别在阿尔卑斯山、狄纳里克山、巴尔干、克里米亚、高加索和乌拉尔等山脉，前苏联的欧洲部分平原和西伯利亚平原等地都有分布。漏斗大小不一，有些斗壁很陡，有些则很缓，深度不大，呈碗、碟状。多数溶斗直径在 1—50 m 之间，只有少数可达 100 m 或以上，斗深很少超过15—20 m。按照岩溶发育条件，可区分两种溶斗基本类型。

● 地面溶滤溶斗。是雨水和雪水的溶解作用形成的。这时，地表裂缝逐步加宽和加深，落

水洞的上部加宽，并形成溶斗。地表水沉的冲刷作用也有利于溶斗的形成。有时在溶斗底部还发现有落水洞。地面溶滤溶斗在地区分布和成因上常常同溶槽有联系。

● 塌陷溶斗。是地下水溶洞的顶棚塌陷而形成的。地下溶洞的不断发育和体积增大最终将导致顶棚岩石失去平衡，有时会引起大范围的塌陷。溶斗常常形成在地下水排水区附近(河谷、沼泽)，因为这里水循环强烈，有利于形成大型地下溶洞；还常在毗邻的平缓的分水岭地区形成。有时溶斗呈线状排列，这常同大的构造断裂有关，顺断裂岩溶发育强烈；有时也同易溶岩石和非易溶岩石的接触面有关。当溶斗呈线状排列时，溶解作用和侵蚀作用可以导致形成岩溶冲沟。

(4) 溶蚀洼地和波立谷　是可溶性岩石分布区(且主要在山区)的大型封闭低地，其特点是陡坡高达数十米，甚至数百米，底部较平缓，常有带落水洞的溶斗。属于这类型态的例子有克里米亚上侏罗统灰岩中的洼地，最大的波立谷(岩溶盆地)在巴尔干半岛：一个面积为 379.3 km²，另一个 181.2 km²，还有一个波立谷湖达 349.6 km² 等。根据含水性，波立谷可分为：

● 干涸的；

● 有季节性或长年水流的；

● 周期性被淹没的；

● 成为湖泊的。

波立谷中出现湖泊是由于在波立谷发育过程中揭露地下水或谷底落水孔被堵塞所致。看来，形成这一类大型岩溶地貌的原因首先是同褶皱构造和断裂有关，其次则与溶滤作用和冲刷作用有关。有些溶蚀洼地和波立谷是由溶斗合并而成的，个别的是因大型地下溶洞塌陷而形成的。

(5) 溶井、竖井、溶坑　溶井和竖井是深达数十米和数百米的垂向的和斜向的岩溶形态，是地表向地下的过渡型形态，是流水对裂隙和落水洞的溶解作用和冲刷作用，使其进一步加宽和加深的结果。当溶井和竖井深达数百米时，在溶滤、冲刷和坍塌作用下不断拓宽，可形成巨大的溶洞。有的溶井深达 300—1100 m，但多数深度为 300—500 m。有些地区天然深竖井的形成可能同自流水的上升泉的作用有关。

(6) 岩溶和地表水流　在岩溶地区，河流的水文动态是由岩石的岩溶化程度和吸水的岩溶形态的存在决定的。通过落水洞、溶斗和溶井及其他岩溶形态，将河流地表水流截获，并使之流向深部，使河谷具有独特的地貌形态。根据岩溶河谷发育特征、同河流的联系及地貌形态，可区分为两种基本岩溶河流类型——盲谷和半盲谷。

● 盲谷。是侵蚀作用形成的，但在流达主干流前，就在吸水的岩溶地貌(落水洞)处成为尾谷而消失。被落水洞吸入的水顺地下岩溶通道向主干流流去，有些可在主干流河床重新流出。

● 半盲谷。在发育的初期阶段是典型的侵蚀性河谷(即是同主干流河谷有联系的河流的冲刷作用形成的)；在随后的水流途中，因谷底有岩溶岩石，使地表水流被吸入而消失。位于吸水岩溶岩石以下的一段河谷成为干谷，例如克里米亚的苏克苏，很快在地表流失，其下游呈布满碎石和卵石的干河谷。该河大约有 10 km 长为地下河，随后又以大泉形式重新出现，称为沃河。这种地下大泉有时称为沃克吕兹泉(取自法国沃克吕兹高原的地名)。应该指出的是，像黑河等这样的大河在流经岩溶岩石分布区时，其部分流量也会流失。

● 周期性消失的湖泊。分布在不同岩溶地区。这些湖泊的底部存在一定程度上被湖相堆积物和非溶性物质堵塞的溶井和落水洞。湖水周期性消失的原因看来是同临时充填落水洞和溶斗的堵塞物被排除和地下水位下降有关。

2. 地下岩溶形态

除各种不同的地表岩溶形态外，在可溶性岩石地区的深部存在各种不同的地下岩溶形态：由于地下水溶解岩石而变宽的岩溶裂隙；溶洞和各种岩溶通道。

（1）溶洞和岩溶通道　最吸引研究人员注意的是溶洞，这是山区和平原地区广泛分布的最大的地下岩溶形态。它们在饱和带上界附近形成，那里地下水沿着最大的岩溶裂隙向排泄系统（河谷等）方向流动，同时产生强烈的溶解作用和冲刷（侵蚀）作用。当岩溶水的流动速度大和溶洞中有水流时，地下侵蚀作用最明显。溶洞乃是水平的或者倾斜的通道系统，有时是由狭窄通道连接的不规则的支洞，有时又分叉并形成大厅或岩穴，有时又变为勉强能通过的很狭窄的通道。地下溶洞在平面上呈重复的之字形，而在剖面上则呈高的台阶状。这种离奇的形态决定于裂隙系统的复杂性及其连通程度，可能还决定于被溶岩石成分的不均一性。很多溶洞内有地下小溪，部分地区有地下河或者地下湖。在一些溶洞中还有又高又宽的大岩穴。除溶滤作用和侵蚀作用外，溶洞拱顶崩塌对岩穴的生成也有很大意义，同时还在其表面形成落水洞和深坑。因此，地表岩溶和深部岩溶是一个统一的复杂系统。

（2）溶洞的分层性　岩溶强烈发育地区有时发育多层溶洞，溶洞高度在不同程度上同河漫滩以上阶地有联系，因为在河谷发育中阶地反映了一定的侵蚀-堆积周期。这也表明，引起河流和岩溶发育过程变化的原因是一致的，而地壳运动或者海平面的升降是这种变化的原因。马克西莫维奇（Г. А. Максимович）确定了著名的孔古尔溶洞具有多层结构，这与色尔瓦河的古阶地是一致的（图 8.11），溶洞底部分布有很多湖泊，其水位与色尔瓦河的水位变化有直接联系。

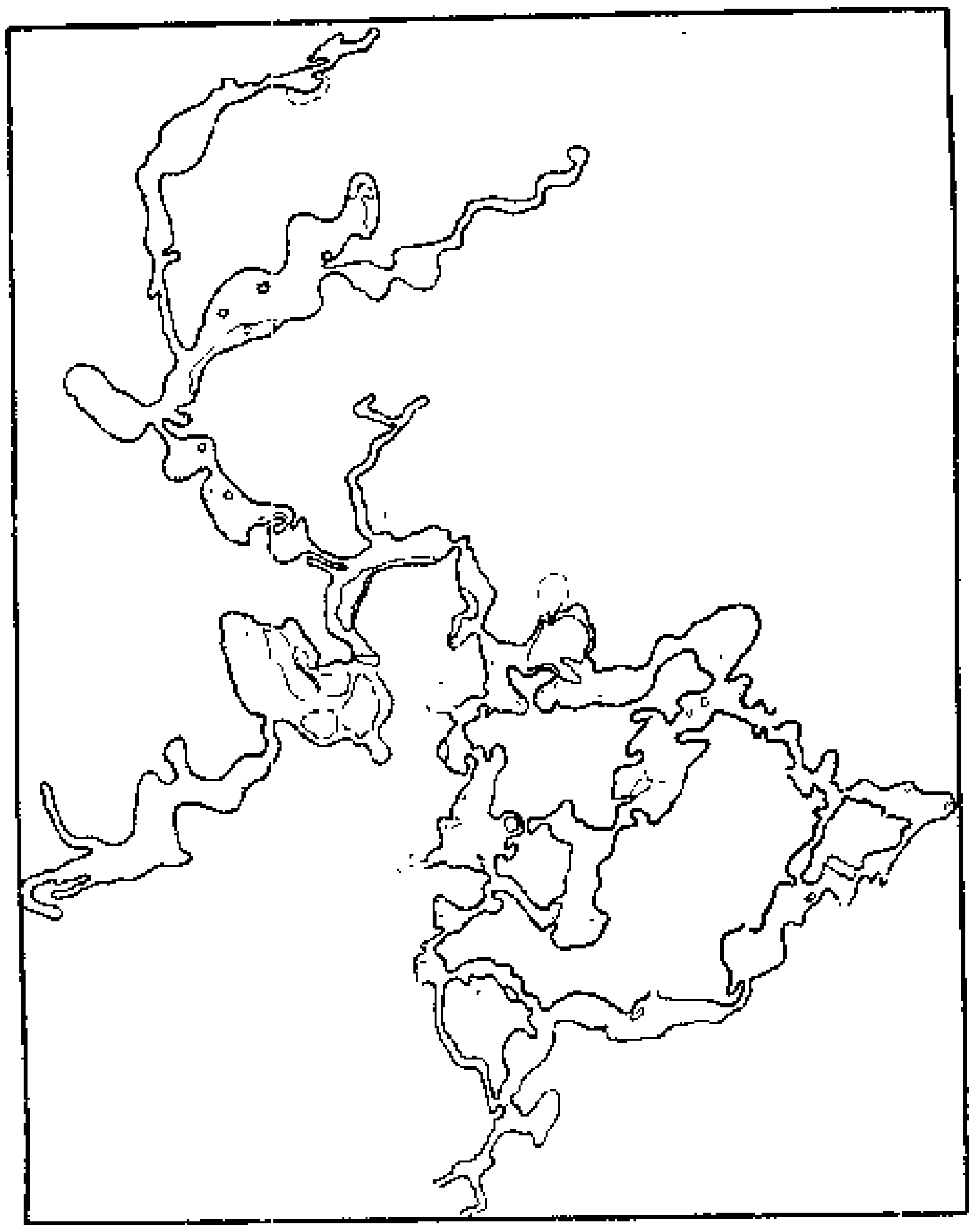


图 8.11　孔古尔溶洞平面图

这种溶洞与阶地的相互联系只有在长期的侵蚀-堆积周期中才能观察到。在这种情况下，裂隙岩溶地下水向河流(排泄区)方向流动，有时可形成溶洞和河床下的岩溶沟通的情况。河水位下降(由于侵蚀基准面下降或陆地上升)使地下水水位下降直至形成新的平衡，古溶洞可能干涸，新溶洞将在较低处形成，并与新的河水水位相适应。在稳定上升地区是另一种溶洞无分层的情景。在这种情况下，由于地面上升速度大大超过岩溶发育速度，河流强烈的垂向侵蚀作用不能达到长期稳定的平衡状态。

(3) 溶洞堆积物　溶洞内广泛发育有泉华堆积物。沿着碳酸盐岩裂隙自上而下渗透的水一般含有大量溶解的二氧化碳(CO_2)气体，因此大大提高了水的溶解能力。水在其流经的途中，在饱气带内将灰岩溶解，水被碳酸钙饱和(以重碳酸钙形式)，即

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \longrightarrow Ca(HCO_2)_2$$

当这种水从溶洞顶部或沿裂隙壁下渗时析出部分二氧化碳，结果上述平衡被破坏，使反应向左逆转。重碳酸钙又变成碳酸钙($CaCO_3$)，当水还在溶洞顶部的瞬间，部分碳酸盐就沉淀下来。这样，从溶洞顶部向下渗的水滴逐渐长成泉华，称为**钟乳石**。在不少溶洞中可以看到不同形状的**钟乳石**。与此同时，落到溶洞地面的水滴也分解出碳酸钙沉淀，结果从底部向上长成呈柱状、细管状、锥体状和其他形状的泉华，称为**石笋**(图 8.12)。有时钟乳石和石笋相互连结长成**石柱**。

图 8.12　捷克斯洛伐克某洞穴中的石笋和石钟乳

在有些溶洞内地下泉水出露处生成灰华(孔隙状的碳酸盐沉积物)。除上述化学生成物外，在底部还存在其他成因类型的堆积物：

- 残积物，钙质红土(红土)——一种富含氧化铁和氧化铝的红色粘土沉积物，它们是碳酸盐岩中不易溶解的残余物(同样在多数溶斗中也可遇见)，此外，还有白云岩粉；
- 溶洞河流堆积物；
- 溶洞湖泊沉积物；
- 崩塌堆积物——溶洞拱顶崩落的产物。

发育在岩溶岩层中的溶洞冰和裂隙冰是一种特殊的堆积物，这主要同饱气带内空气循环条件和溶洞所处的高程有关。冰在溶洞的底部、拱顶和洞壁以冰层、冰钟乳石和冰石笋及冰柱形状生成。最著名的和研究程度最高的是彼尔姆州的冰溶洞。

3. 覆盖可溶性岩石的非可溶性岩石中的岩溶形态

(1) 潜蚀崩塌漏斗和竖井　隐伏型岩溶发育地区分布最广泛的形态。它们最初的形成同潜蚀作用有关，将非可溶性覆盖层的基底的物质潜蚀带出，进入下伏的易溶性岩石的溶洞中。由非可溶性覆盖层基底的潜蚀作用形成的地下空洞，逐渐扩大，最终导致拱顶失去平衡，并出现崩塌。有时这种崩塌形态开始只是深几十米的天窗，随后由于流水的冲刷作用成为溶斗。发生于1939年的著名的鞑靼自治州溶斗就是一个例子。这里岩溶岩被带有灰岩和白云岩夹层的松散砂岩和粘砂层所覆盖，塌陷形成的竖井截面达 4 m×5 m，深度超过 52 m，井口以下 20 m 处充满了水。据观测，在 1953 年这个溶斗已是一个直径为 23 m、深约 60 m 的漏斗形态了。

(2) 潜蚀洼地地表形态　在白垩质的、灰岩质的或含石膏的粘土质岩石和黄土中形成的洼地地形，就属于这种特殊的形态类型。这里岩层中含有的可溶性颗粒通过部分淋滤作用和强烈的机械潜蚀作用被带走，岩石变得松散，生成孔隙，引起地面下沉。结果在地表形成凹状、碟状盆地、小漏斗和封闭型的伸展洼地等。

4. 岩溶化程度和岩溶发育规律

岩溶地块的岩溶化程度在平面上是不均一的，同地下水的补给和排泄条件、地形、气候，特别同可溶性岩石分布地区的地质历史有关。例如莫斯科及其附近地区，石炭纪灰岩的岩溶作用在侏罗纪以前最为强烈，因为这里在将近 2 个地质纪的时间内曾是陆地。在这样长的陆地发育中，水系十分发育，流向水系的地下水对岩溶的形成起了积极作用。通过物探和钻探研究，在灰岩中查明了各种各样岩溶空间，而在其地表则发现大量填满侏罗纪沉积物的各种溶斗。个别地区新生代水系又揭穿了可溶性岩石，又发育了新的岩溶。另一个有两期岩溶发育的例子在伏尔加河流域，在这里的上古生代易溶性岩石中确定了中侏罗世以前的和新生代的两期岩溶。

各主要水动力带的岩溶发育具有一定的规律性：饱气带，周期性饱和带，常年饱和带以及深层循环带。

● 饱气带。饱气带内岩溶形态的发育同大气降水和沿裂隙下渗的水的季节性向下流动有关。在饱气带水的水平运动只有当有局部的地下岩溶水存在时才有可能(高于主要的地下水水位)。这种局部水是在弱透水的透镜状夹层之上形成的，有些溶洞的生长与这些水有关，它们也因不透水的透镜体高度不同而分布在不同的高度上。在易溶性碳酸盐岩层中，溶斗分布最多的是在斜坡地带和冲沟网地带。

● 周期性饱和带。位于地区性排水系统的影响范围内，岩溶化程度最高的是在河谷邻近地区和河床下，这里可溶性岩石的裂隙最多，地下水流速也最大(流向排水区)，水的流速越大，溶解作用越快；分水岭地块的岩溶化程度相对较低。

● 常年饱和带。在常年饱和带岩溶化程度最高的见于河谷附近地段，包括河岸和河床下。可溶性岩石地块的岩溶化程度向深部逐渐减弱，这同裂隙透水性逐渐变小，因而水流速度变慢有关。有些地区通过钻孔在河床下深达 50—60 m 处发现溶洞和岩溶通道，再往下只是发现一些灰岩小洞穴(小洞穴指的是 1—2 mm 到几厘米的小洞)。大型构造破碎带的岩溶化程度常常很高，这是因为构造带对地下水有排水作用。

● 地下水深层循环带(缓慢水循环带)。地处地区性水系影响带之外(受远处排泄影响)，因此岩溶发育的可能性很小。这是因为水流缓慢，水的矿化度偏高，其溶解性能降低。

最后应该指出的是，在漫长的地质历史中，岩溶作用是在不同的地质时期进行的。

5. 岩溶的实际意义

在可溶性岩石发育地区，要解决国民经济任务必须认真研究地面岩溶形态和地下岩溶形态，如果不给予足够的重视将会导致灾害性的后果。已知的有：

（1）位于地下溶洞上方房屋的下沉和塌陷；

（2）铁路路基变形，有时某些路段需要改道；

（3）水库大量漏水，有不少建成的水库完全不能蓄水或者顺岩溶溶洞大量漏水的实例（西班牙、法国、意大利）；

（4）开采不同矿产的竖井和矿坑中的岩溶水涌水现象，有些矿井岩溶水涌水量每小时可达 4000—5000 m^3 以上。

在解决具体的国民经济任务时，通过对岩溶现象的详细研究，可以对今后的变化进行正确的预测，并采取相应的防护措施。

8.6 地下水的开发和利用

地下水在人类生活及国民经济发展中占有十分重要的位置。

列于首位的是解决居民点、工业企业以及灌区土壤改良的地下淡水供水问题。联合国教科文组织认为，解决居民、工业和农业用地下淡水供水问题是世界性的最重要问题之一。目前，要求查明地下水资源的任务是同查明其他矿产资源的要求等同的；对任何一项建筑都要求认真地考虑水文地质条件；研究地下水及其动态在设计水工建筑物时也是必需的，目的在于预测水库建成后对地下水动态的影响和变化；在矿床开采时水文地质研究的目的在于计算矿井和矿坑内可能的地下水涌水量，并设计防治措施；在油气田开采时，对查明气-油-水的比例关系（包括动力学和化学成分）并预测其在开采过程中的变化有很重要的意义。

发展医疗事业也同矿泉水和地下水有关。高温地下热水（70℃以上）可以用于居民点和温室供暖，100—150℃以上的高温水还可用于动力发电（建设地热发电站）。

第9章　冰和冰水流的地质作用

由于积雪，在地球表面形成冰，厚雪盖的长期保存并转变成冰的必要条件是空气温度低，降雪量大。这样的条件只在高纬度地区和高山之巅才具备。全球所有的大陆上，现代冰覆盖的面积约 $1.62\times10^{8}\ km^2$，占陆地总面积的 11%，冰的体积约为 $3\times10^{7}\ km^3$。几乎所有的高山区、极区的大陆和岛屿都被冰所覆盖，最大的要算南极大陆和格陵兰的冰盖了。

冰虽只在雪线以上形成，但可以向下运动至雪线以下。雪线的位置直接与气候有关。在接近地球两极的地区雪线位置最低，局部甚至在海平面以下(南极)，或者接近海平面(格陵兰东北部)。在近赤道的热带，雪线位置最高(达到 5000—6000 m)。这里由于有向下气流的控制作用，气候干燥。湿度和山坡向阳的程度对雪线的高度也有重要的影响。

厚的积雪转变成冰川冰是一个长期而复杂的过程，这个过程受日照、升华和随时间而增加的压力等因素影响。夏天，在阳光照射下，松散的雪开始从表面融化，而在夜间又冻成有结晶形态的颗粒。这样，疏松的雪就渐渐变成了一种被称为粒雪(万年雪)的较坚实的物体。升华对雪转变成粒雪也起很大的作用，升华在这里可理解为冰晶蒸发成水汽和从水汽形成新的冰晶。在雪越积越多和转变成粒雪的过程中，压力越来越大，压力使其紧密固结，原来相互孤立的结晶颗粒被冻结在一起。在上述诸因素的作用下，粒雪开始变成白色的冰雪冰，而后又变成透明的冰川冰，后者组成冰川的主体。这样，总过程的方向是：雪→粒雪→冰川冰，10—11 m^3 的雪可以变成 1 m^3 左右的冰。

9.1　冰川的类型

图 9.1　山岳冰川

a—补给区，b—流泄区

根据气候和地形，以及源区和冰流的关系，可将冰川分为以下类型：

1. 山岳冰川

根据发展阶段和源区的特征，又可以分成若干类型。阿尔卑斯型或山谷型冰川广泛发育在阿尔卑斯、帕米尔以及其他一些山区。它的特征是有明显的源区，在那里有雪的积累并转变成冰，以及呈线状延伸的冰流区。源区(粒雪盆地)位于雪线以上。源区是山坡上部的凹地，或者是由地表水的作用而侵蚀出来的蓄水盆地，或者是山上的平顶和夷平面。冰流区则是山谷。冰流的长度取决于源区冰雪盆地的大小和冰雪的厚度。补给源越富，冰流也越长。

山岳冰川分成简单的和复杂的。简单山岳冰川彼此之间相互隔开，各自有自己的源区(图 9.1)；

而复杂的山岳冰川由若干冰流所组成，这些冰流各有源区，流出源区后会合起来。帕米尔的一个长75 km的冰流可作为复杂山岳冰川的一个实例（图9.2）。根据地震探测，它的中段冰层厚度达700—1000 m，下段减至300—400 m。

（1）拱形冰川　拱形冰川形成于一个共有的源地，该源地位于山脊的鞍部或者是山脊不同坡上的源地会合起来，这样就形成了从一个源向不同方向（坡）流出的冰流，整体呈拱形。

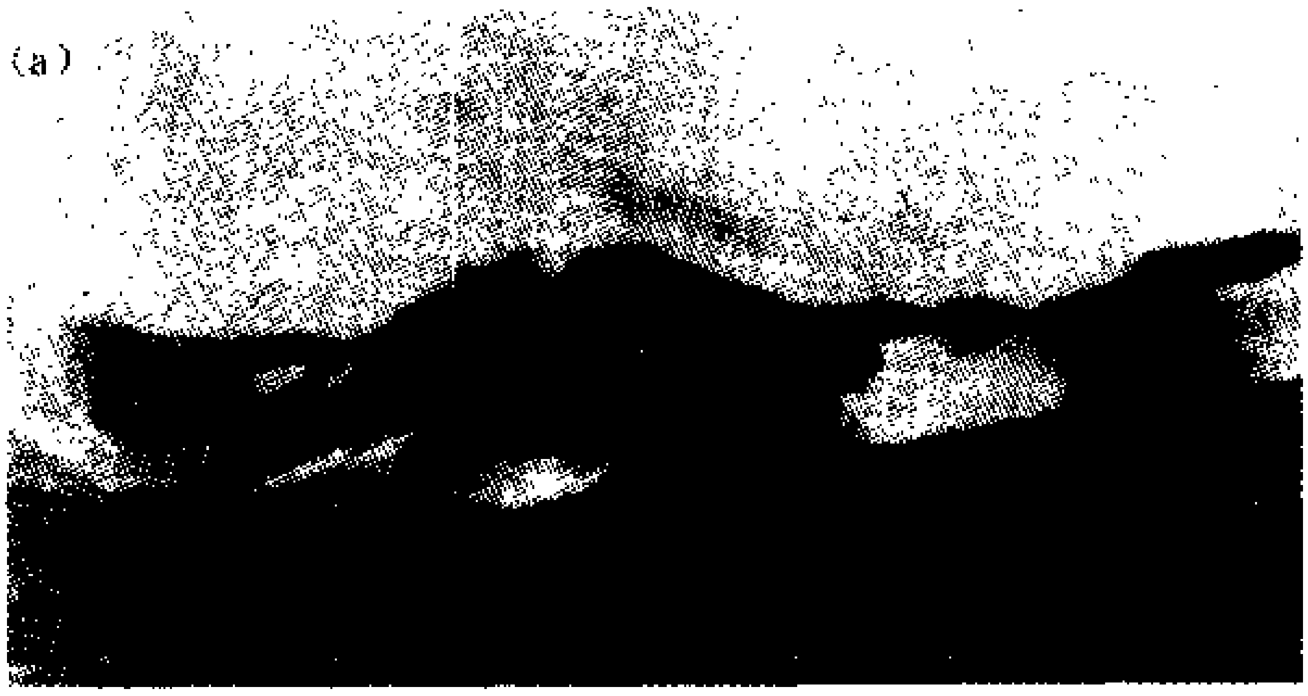
（2）悬冰川　悬冰川位于陡峭的山坡上，填充相对较浅的盆地，从盆地中伸出短舌状、悬于陡壁上的冰。

（3）冰窝冰川　形成于安乐椅状的凹地中，称之为“窝”，位于山坡的上部，常在源区以上或在冰谷的壁上（图9.3之a，b）。这是一类相对较小，或尚未发育成熟，或已是残留的冰川。它们一般无冰流区。有些学者将“窝”一词用得更广泛，用来指所有山岳冰川的源区。

图9.2　由数条山岳冰川组成的复杂冰川

冰表面黑色的条带是中碛

(a)



(b)

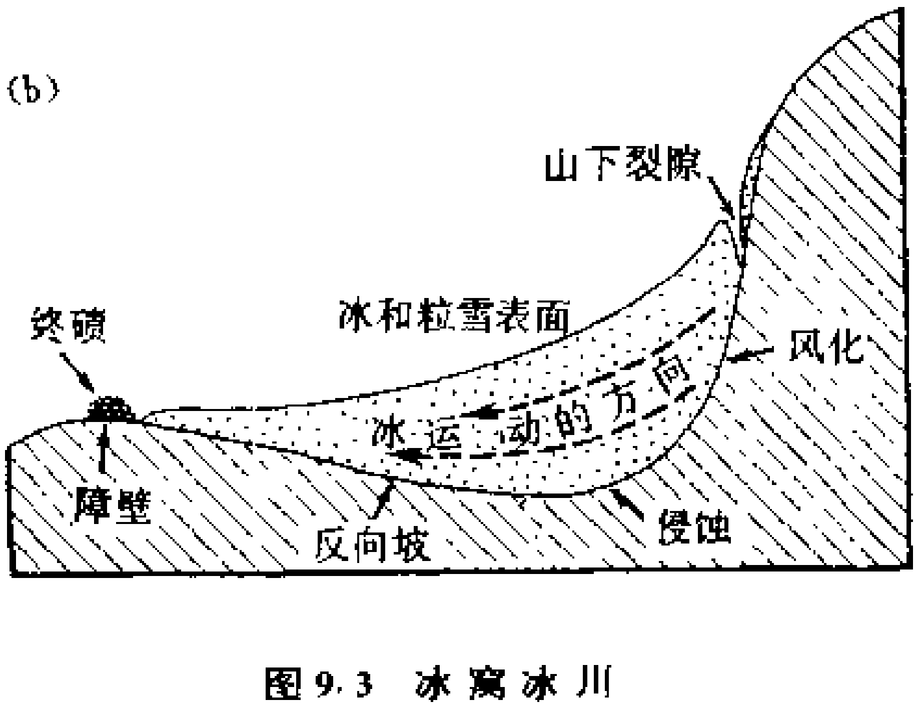


图9.3　冰窝冰川

（a）高加索山侏罗系灰岩中被刮出的窝，（b）冰窝冰川的纵剖面

2. 大陆冰川

覆盖整个岛屿或大陆的冰属于大陆或冰盖冰川，其特征是：

- 冰的厚度大；
- 冰川发育之前的地貌对它的分布没有影响；
- 主要的补给区位在冰盾的中部；
- 冰向着冰盖的边缘做辐射状流动；
- 具有缓缓隆起的盾状。

大陆冰川分布在极区，格陵兰和南极的冰盖可作为经典实例。

(1) 格陵兰冰盖　格陵兰面积稍大于 $2.2\times10^6\ km^2$，其中 80%以上被冰盖所掩盖。根据地震探测，冰盖中央的厚度最大，在 3400 m 左右，平均厚度约 1500 m。冰盾边缘的很大部分被山脉环绕。冰盖的边缘厚度减薄，从下面露出山脊和山峰。在大多数情况下，格陵兰的冰盖达不到海，但在局部沉入海中。有的地方，它越过山脊，沿大型山谷向下运动，被称为导出冰川。导出冰川一般规模都较大，其底部可直达海边，长度达 40 km(图 9.4)。

图 9.4　格陵兰的大陆冰川

(2) 南极冰盖　南极冰盖连同其周围岛屿上的冰盖面积约 $1.39\times10^7\ km^2$。据地震探测，冰盖下的地形相当复杂，有山脉和广阔的低地。冰盖最大的厚度(4000 m)在贝尔达和施密特两个低地处，平均厚度约 2000 m。冰盖一直延伸到海中，形成巨大的大陆架冰川，部分位在大陆架上，部分浮在水中(图 9.5)。最大的大陆架冰川是罗斯冰川，填充着罗斯海的南部，它的陡壁高 60 m，局部到 75 m，宽度从北到南可达 800 km。在冰盖边缘的有些地段可以见到基岩露头。在边缘地带地形差异较大的地方，或者冰有差异运动的情况下，冰盖解体成为互不相连的导出冰川。从大陆架冰川和导出冰川可分裂出高达 60 m 或 60 m 以上的冰山，挟带着它们剥蚀来的大量碎屑物质可以运动到极区以外。

3. 过渡型冰川

高原的和山前的冰川属于过渡型冰川，过渡型冰川兼有山岳冰川和大陆冰川的特征。

(1) 高原冰川　位在山区的夷平面上，形成面积达数百平方公里的冰盖。在冰从中心向四外运动的过程中，形成若干位于山谷中的舌状冰流。这样的冰川也被称为挪威型冰川，除挪威有其典型外，在蒙古的阿尔泰等地也有此类冰川。

(2) 山前冰川　主要发育在极区，在那些具有高山地貌和丰富的粒雪盆地补给的地区，在

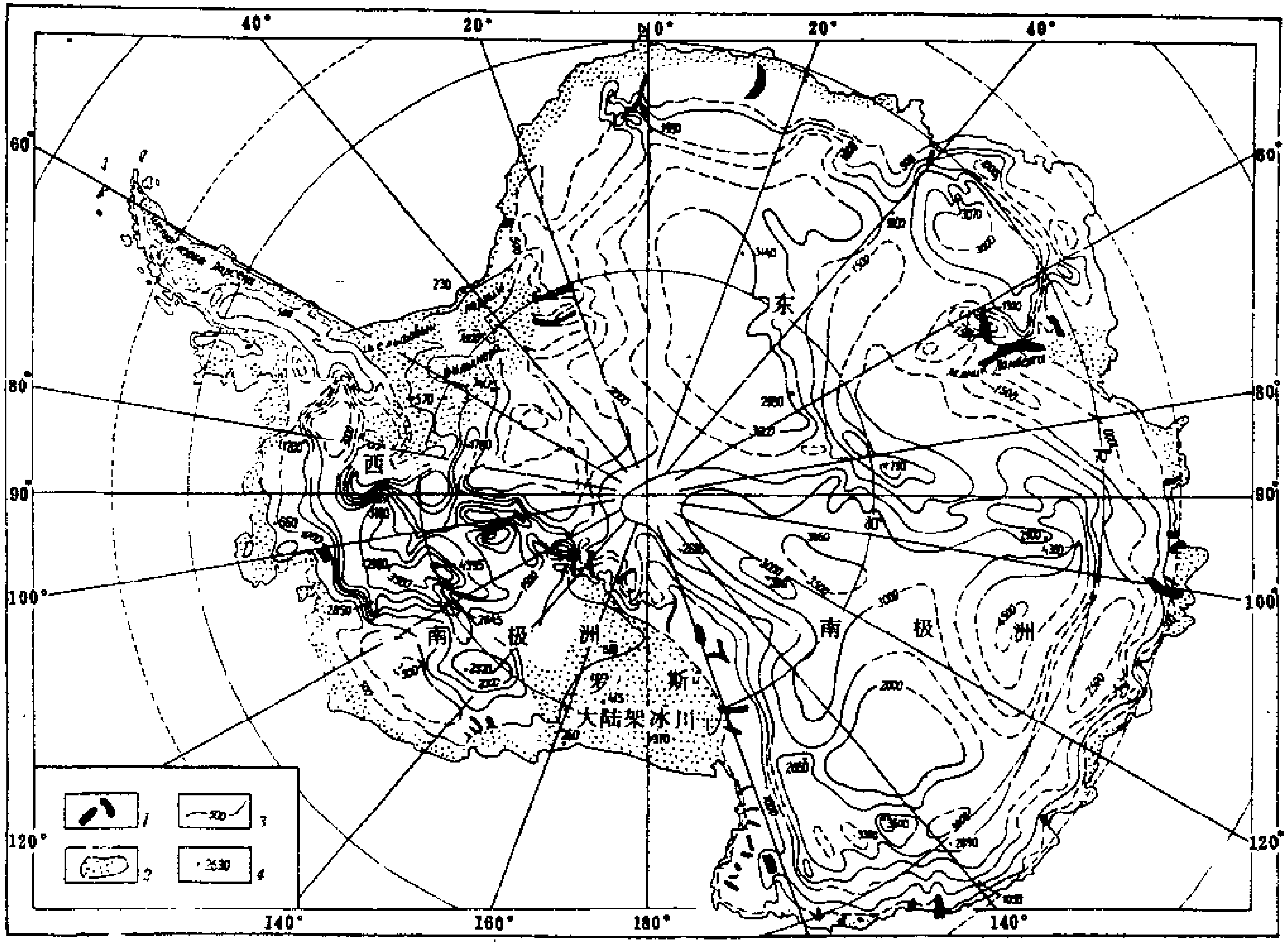


图 9.5 南极冰盖

1 · 导出冰川，2 大陆架冰川，3 等厚线(m)，4 绝对标高(m)

山区为典型的山岳冰川，有许多顺山谷运动的冰流。这些山谷冰流出了山以后在山前形成扇状，类似河流三角洲那样形状的冰流。这些山谷冰流末端扩大了的部分相互连接，在山前地区形成冰盖，就是所谓的山前冰川。位在阿拉斯加东南的冰川可作为实例。

9.2 冰川体系

冰川体系包括：补给（源区降雪量的大小）；冰川或冰流的运动；因消融、蒸发和机械破坏而引起的冰体减小。

1. 冰川运动

在较大的压力下，冰表现出塑性并开始运动，其塑性变形的程度取决于温度和压力；补给区有大量的冰可表现出塑性，并从那儿开始运动。山岳冰川的底一般较陡，除了粘塑性以外，在冰的运动中重力因素也是很重要的。

冰川运动的实际速率是很不一样的，也有随时间的变化。阿尔卑斯冰川运动的速率为0.1－0.4米/昼夜，有时达到1米/昼夜，帕米尔和喜马拉雅的一些大冰川，运动速率可达2—4

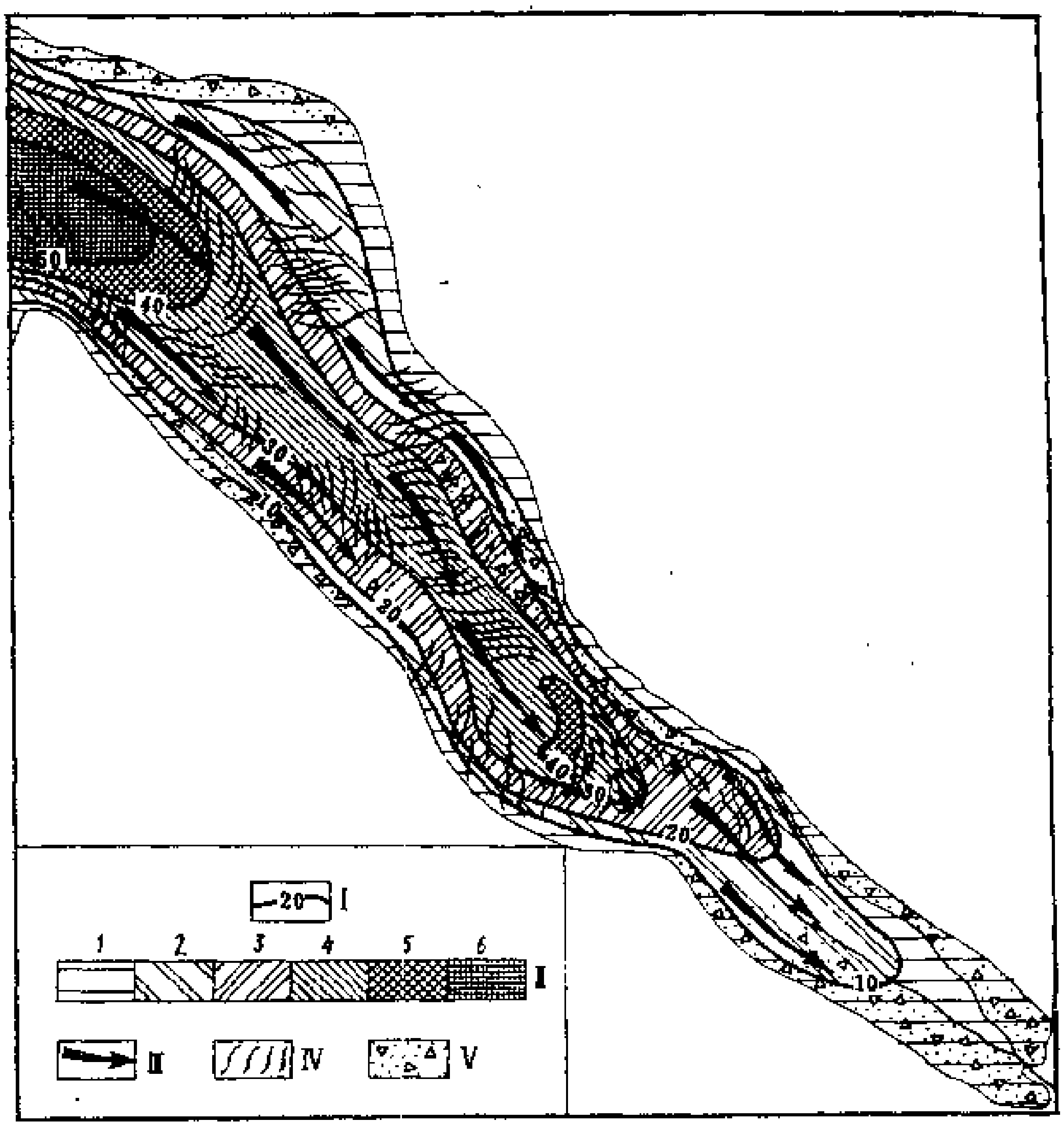


图9.6 埃利布鲁斯南坡伊里克冰川表面昼夜平均速率分布示意图

Ⅰ—等速度线；Ⅱ—速度划分，单位：cm/s(其中1—6表示的速度范围分别为：0—10,10—20,20—30,30—40,40—50,>50)；Ⅲ—冰川移动方向；Ⅳ—冰川裂隙；Ⅴ—表面冰碛物

米/昼夜。在个别情况下可以观察到冰川运动速率大大加快，例如阿拉斯加的布莱克-帕比德斯冰川，在1936年冰舌快速增长，运动速率达34米/昼夜，最大速率达60 70米/昼夜。1963年帕米尔阿卡杰米亚山西坡的梅德维杰冰川发生灾变性的下滑，速率达50米/昼夜(有时甚至达100--150米/昼夜)，毁坏了它所经道路上所有的一切，在不长的时间里它的移动距离在6.5 km以上。

2. 冰川运动动力学

大家都清楚，冰川尽管表现出塑性，但冰对短暂应力的反应则与脆性的固体一样，可以产生裂隙和断口。例如，山岳冰川运动时，其中间部分运动快，而较薄的边部因谷壁的摩擦而较慢，由于差异运动而产生了裂隙系统(图9.6)。沿冰川的运动方向也可观察到冰川的速率变化。由于冰川底部地形的不平整，冰层厚度的变化以及其他因素也可以引起裂隙和断口的发展，其结果是常有冰块之间的相对滑动，发生平移或逆冲变形，有时还形成叠瓦构造。在冰的表面所发生的裂隙，由于太阳照射而产生冰融水，冰融水使裂隙逐渐扩大；冰融水流入裂隙，并沿裂隙运动，这样就产生了冰上水道，水道有时可以达到很大深度；同样也可以产生冰内和冰下的水道。水沿水道运动的速率很大，在搬运和沉积剥蚀来的碎屑物质中有重要作用。

大陆冰盖和山岳冰川的动力学特征有很大差别，图9.7是简化了的一个大陆冰盖的模式。在冰盖的中心部分是源区，下层的冰在覆盖压力的作用之下具有塑性并从源区向四外流动。冰盖冰在流动过程中由于融化、蒸发和机械破坏，厚度渐减。从图中还可以见到，在源区进行着冰的刨蚀作用，而在它的边缘区和底部则进行着堆积作用。

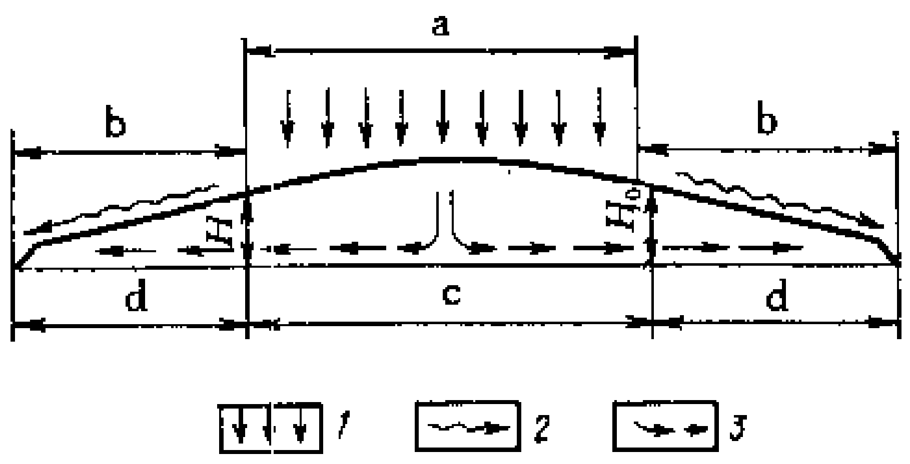


图9.7 大陆冰盖运动学示意图

a—补给区，b—消融区，c—刨蚀作用带，d—冰川堆积带，H_0—可发生底碛作用的最大冰盖厚度；1—降雪，2—表层融化，3—冰的运动方向

3. 冰川边缘位置的变化

冰川的边缘或末端的位置并不是恒定的，通常可以观测到不大的进退。当降雪量大或融化得少的情况下，冰的厚度增大、冰川的边缘(或末端)向前方推进，这时称之为冰进；补给少或融化作用强，冰的厚度减小，这时发生所谓冰退。补给和消融均衡，则冰缘位置稳定不动。

9.3 冰和冰水流的地质和地貌作用

冰在运动的时候对底部的岩石有很大的破坏并对之进行搬运和沉积作用，在这方面冰融水的作用也很大。上述过程的一个综合结果是形成特殊的冰川和冰水沉积物以及特殊的地貌。特别在第四纪覆盖大面积大陆的冰川发育区，这些沉积物和地貌有很好的表现。

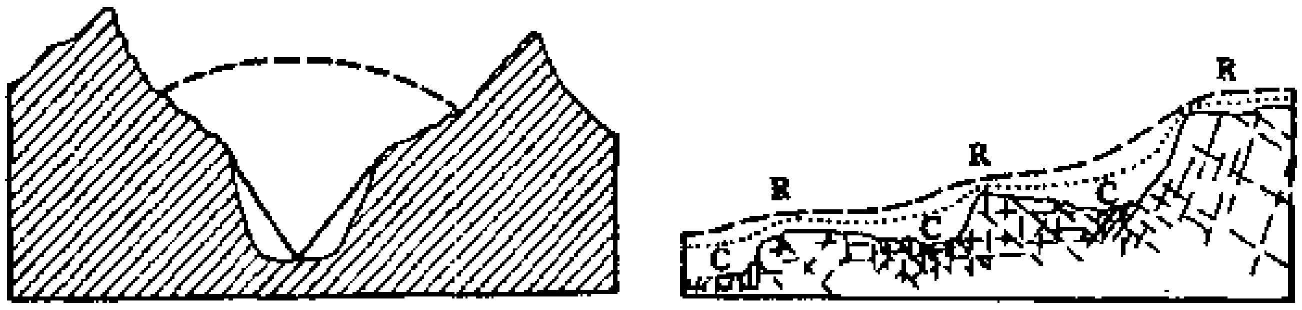
1. 冰川的破坏作用

冰川对其底部岩石的破坏作用被称为刨蚀。冰川在运动中对底部的岩石有很大压力，把它们破坏成碎块。这些碎块被冻入冰川的底部，这就更增加了冰川的刨蚀能力，其结果是在岩壁(底)上形成擦痕和槽沟，被称为冰川疤(擦痕)，它们可指示冰川运动的方向，可用于恢复古大陆冰盖。岩底的突出部分被刨蚀成特征的长圆形突起——羊背石。它的横剖面呈不对称形；迎着冰川运动方向的一侧平缓，被磨光并布满擦痕；而另一侧则较陡，羊背石组合起来就成了一群不对称的突起和突起间的凹地，称为波纹式地貌，其突起和凹下的幅度有时可以达到很大，特别是在第四纪巨厚的大陆冰盖的中部。

冰川运动过程中可将局部突出的大岩块带走，搬运相当的距离。冰川所挟带的碎屑物在随冰川运动过程中进一步破碎，表面布满擦痕。表面被擦伤，整体被磨圆的岩石碎块被称为冰川漂砾。有的漂砾很大，在斯堪的纳维亚及其邻近地区发育有磨蚀凹地——相对较平的、范围较大的低地，同时也有相对较深的线状谷地，看来这些谷地的形成除冰的强刨蚀作用外还有冰水的参与。

在现代冰川区，特别是第四纪时期被冰川覆盖的地区，常可见到冰川底部岩石的显著变形，表现为断裂、弯曲和褶皱。这类与冰川作用相关的变形被称为冰川变形，那些被冰川刨起，并挟带搬运达数十或数百公里的巨大基岩岩块所表现的变形最为明显。

在山区，与冰川活动相关形成特殊地貌，如围谷、冰斗和冰谷。冰谷是经冰川改造而成的一种U型谷，在冰川改造之前是由流水作用形成的V型谷。它的特征是横剖面为U字型(图9.8之a)，底平而稍凹，有时可观察到类似阶地那样的缓倾斜的面，各级“阶地”之间的地方称肩部。冰谷的纵剖面很不平整(图9.8之b)，有许多台阶，也称横梁。



(a)　　　　(b)

图9.8　冰谷的形态

(a) 冰川消失后显示出被冰川改造的U型谷，虚线示冰川的原表面

(b) 冰川谷的一段纵剖面(R—横梁，C—冰蚀洼地)

2. 冰川的搬运和沉积作用

冰川在运动过程中搬运着各种各样的碎屑物质(从泥级的细碎屑到大型的漂砾和巨型岩块)，碎屑物质来源于刨蚀作用，也与发生在冰川之上的和之下的风化作用有关。伴随搬运作用一起发生的，还有沉积作用。所有被冰川搬运的和沉积的松散碎屑物质都称为冰碛物。冰碛物可分成运动着的和沉积的。

山岳冰川中，按照冰碛物在冰川中的位置，可以分出若干类冰碛物(图9.9)。表面冰碛位于冰川的表面。表面冰碛又可分成侧碛、中央冰碛和覆盖整个表面的冰碛。侧碛沿冰舌的两侧形成，碎屑物质从冰川以上的谷壁岩石风化而来，也可能由于山坡岩石的崩塌、滑坡等作用，使碎屑物落在冰川的表面。侧碛表现为顺冰川方向延长的隆起或脊梁(图9.9中A)。中央冰碛位于冰舌的中部，也表现为一条延长的隆起或梁(图9.9中B)，它是在两条冰川汇合以后由侧

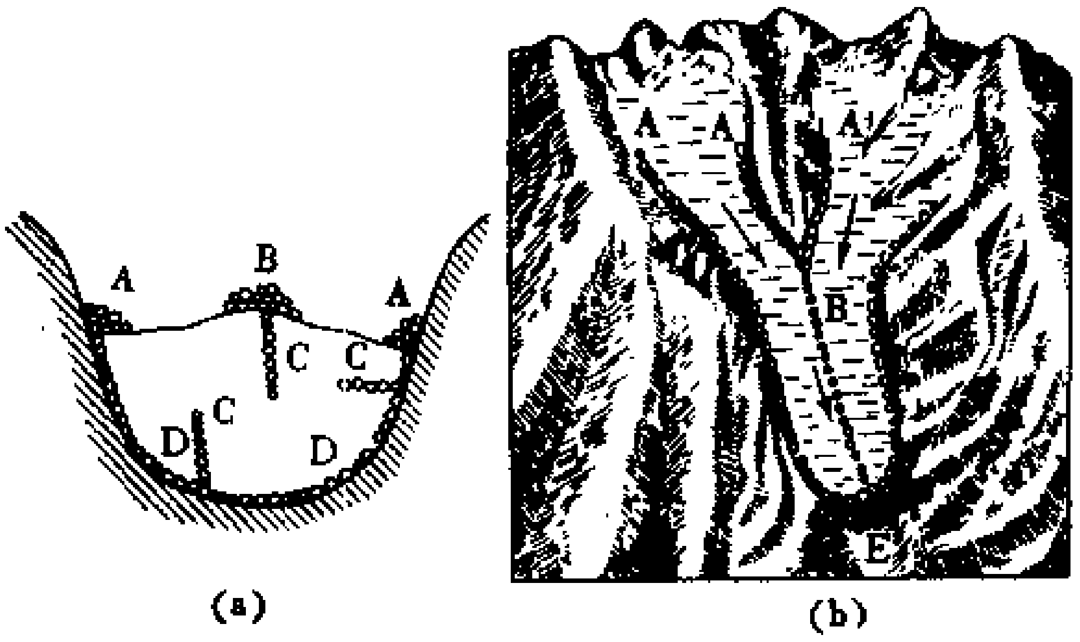


图 9.9 冰碛物在横断面(a)和表面(b)上的分布示意图

A—侧碛，B—中碛，C 内碛，D—底碛，E—终碛

碛合成的。在有的冰川中可以见到几条中央冰碛，这意味着几条冰川汇在一起，形成了多条中央冰碛。有的地段上冰川整个表面都布满冰碛，其原因有几种：由于融溶，使内冰碛露出；由于融溶作用增强，边缘部分的高度降低，中央冰碛隆起发生坍塌，或者由于冰层叠覆，使内冰碛物或底冰碛物达到表面。

● 内冰碛物。既可在源区形成，也可在冰流区形成。由于源区周边山谷陡壁岩石的风化和散落，使碎屑物质堆积在冰源盆地内，并被雪所覆盖。后来碎屑物随冰进入冰流区，冰川运动时碎屑物沿众多裂缝堕入冰内(图 9.9 中 C)。

● 底冰碛物。是一种冻结到冰川底部的碎屑物，主要是由冰川的刨蚀作用或捕获风化产物而形成的(图 9.9 中 D)。

在大陆型冰川中没有表面冰碛的来源，主要的冰碛类型为内冰碛和底冰碛物。

3. 冰川沉积

最基本和主要的冰川堆积作用产物是冰碛沉积。它们在第四纪大陆冰川发育区有着广泛分布。冰碛沉积可分成底冰碛、消融冰碛和侧(终端)冰碛三种成因类型。

(1) 底冰碛 又可分成两个亚类：单一的和叠瓦的。单一的底冰碛直接形成于流动冰层之下，碎屑物质主要来源于冰川底的刨蚀作用。底冰碛在冰川的缓慢层塑性流环境下形成。在广大第四纪冰川发育区，底冰碛物主要是亚粘土，含砾、漂砾的粘土等，在移动的冰盖之下所形成的底冰碛以较高程度的压实为特征，其中漂砾长轴的方向指示冰流的方向。这些具有特色的冰碛物是第四纪冰川发育区地层划分的标志层。

与底冰碛相关的还有多种地貌特征。常可见到的是大面积略呈波状起伏的平原，广泛发育着丘陵-凹地和丘陵-坡地的冰碛地貌。此外，在有些地方还有被称为鼓丘的地貌。鼓丘是一种长垣状突起，长几百米至 2—10 km，宽 100—200 m，有时达 500 m，高 25—30 m 或更高。鼓丘的长轴平行冰流方向，其长宽比常有变化，有的似被强烈拉长，有的则近圆形，鼓丘的结构也不同，有的全由冰碛物构成，有的则是部分基岩和部分冰碛物(图 9.10)。

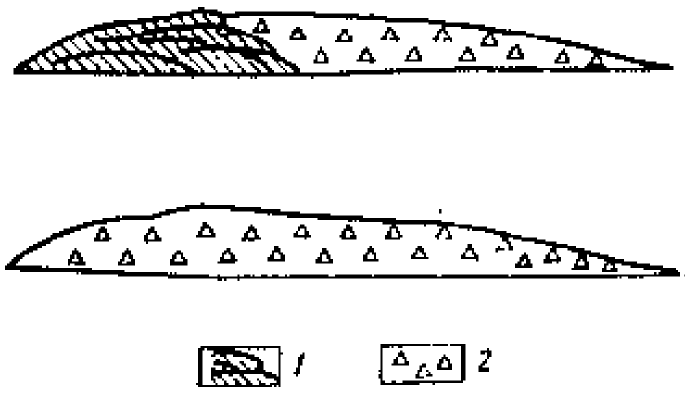


图 9.10 鼓丘的剖面

1—岩壁，2—冰碛物

叠瓦状底冰碛形成于有大量冰堆叠在一起的地方。在这种条件下发生由含砾粘土的冰碛物和被卷入冰川的巨形岩块构成的断片叠在一起的现象(图 9.11)。

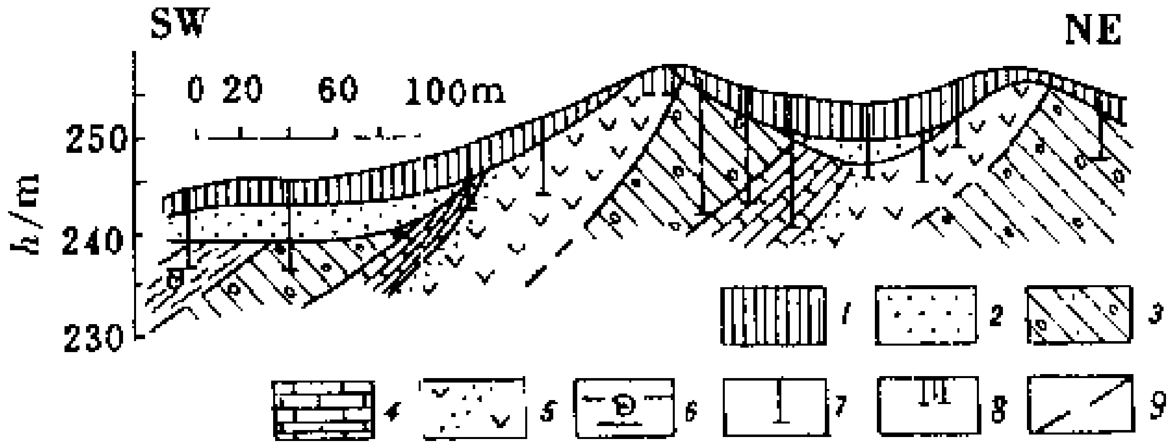


图 9.11 冰成构造

1—砂质粘土，2·冰水沉积砂，3　冰碛物，4—K_2^2 白垩，

5—K_2^1 砂岩，6—K_1 粘土岩，7　钻孔，8—浅井，9　逆冲断层

(2) 消融冰碛　是冰川边缘消融时的产物。在消融冰碛形成过程中有冰水的搬运和沉积作用。在冰融化的时候，冰中的碎屑物开始沉积，以相对较薄的层状堆积在底碛物之上。图 9.12 给出了底碛和消融冰碛物之间的相互关系。

(3) 侧(终端)冰碛　当冰川的末端长期稳定在一个位置上的情况下，在它前面就能堆积起大量的碎屑物质，在地貌上表现成不同高度的堤或梁。侧(终端)冰碛堤(梁)能反映冰川边缘

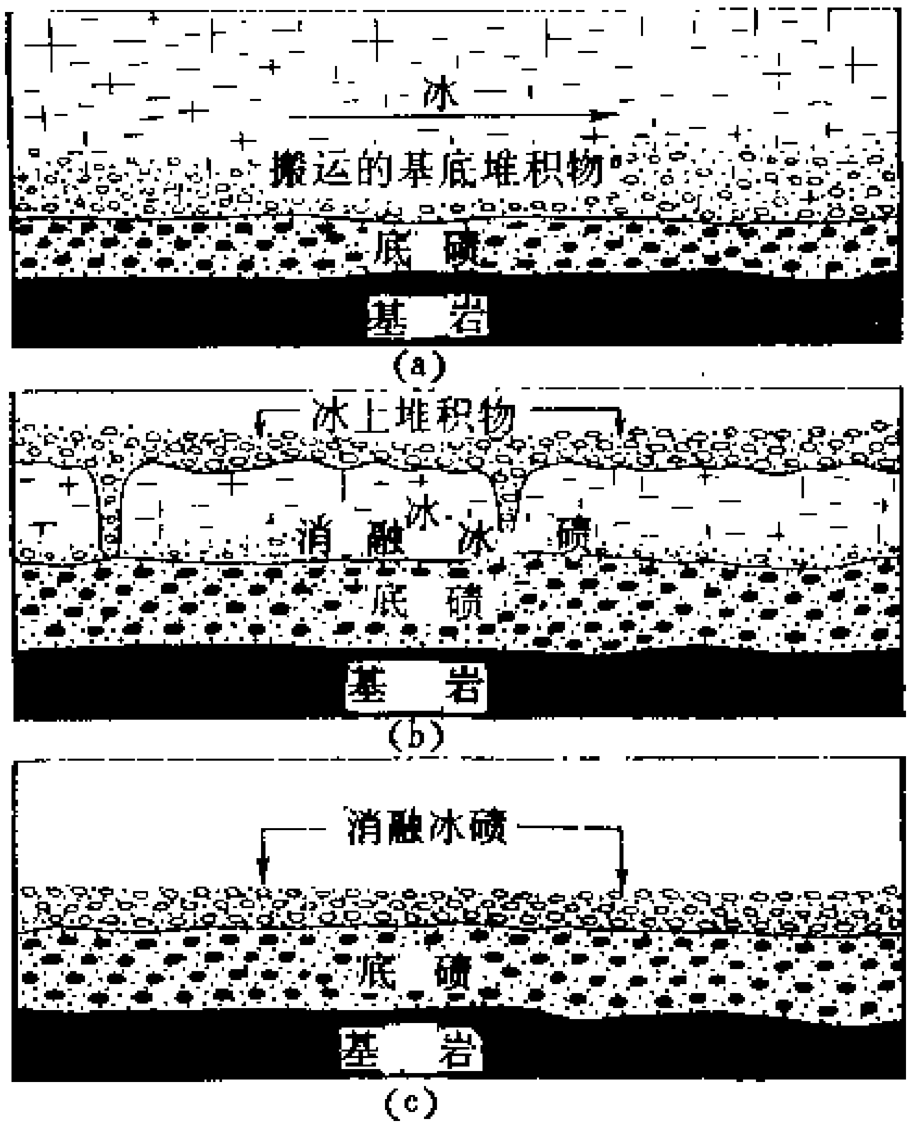


图 9.12 底碛和消融冰碛的形成

(a) 冰川移动时在冰下形成的底碛，(b) 冰川不移动时在冰表面形成的冰碛，

(c) 在底碛表面形成的消融冰碛

的位置。山岳冰川的侧(终端)冰碛堤(梁)为一弧形，而大陆冰川者则反映冰盖复杂边缘的形态。

4. 冰水沉积物

冰融水的作用与冰川本身的作用密切相关，事实上是复杂自然过程的一个方面。在冰上、冰内和冰底的通道内，由于冰的部分融化而有强大的水流，它具有相当快的流速，冲刷着冰碛物并使其再沉积。再沉积作用可以在冰川内部，也可以是在水流出冰川以后。冰水沉积作用的产物被称为冰水沉积物。按成因将它可再分成两类：一类是冰内的；另一类是冰缘的。冰内的冰水沉积物在冰川融化了以后在地表形成一些特殊的地貌形式——冰砾堤、冰砾丘等。

(1) 冰砾堤　在地貌上表现为狭长的梁子，其延长方向与冰川运动方向一致。由显示良好层理的砂、细砾、砾石层构成，形态上很像铁路的路基，高 10—30 m(或更高)，延长几百米到几十公里。一些冰砾堤具有较直的线性，另一些则像河曲那样，有许多弯曲。看来，弯曲状堤的形成与水流在冰上、冰内通道中的运动有关。像河流一样，水在运动过程中；在冰谷中搬运和沉积了砂、细砾和砾石等物质。冰川融溶过程中，这些沉积物随着冰川表面的下降而下沉，当冰完全消失以后，它们就以堤的形式沉积在冰谷底的基岩或底冰碛之上了。另外一种类型的冰砾堤与大的冰下水流从冰中流出有关，在冰川的边缘处形成三角洲。冰川退缩时其边缘的位置也跟着改变，出水口位置自然也变了，在新的位置上再形成三角洲，使原有的三角洲增大。如果冰川继续退缩，那么就会有越来越新的三角洲形成，连起来就形成连续的或有间断的冰砾堤。冰砾堤在第四纪冰川发育区有广泛的分布。

(2) 冰砾丘　是一种形态不规则的丘陵，平均高 10—12 m，有时达 50 m。冰砾丘由砂、亚砂、含漂砾的泥构成。在有的地方可观察到纹层，由泥和砂的交替所构成(图 9.13)。多样化的

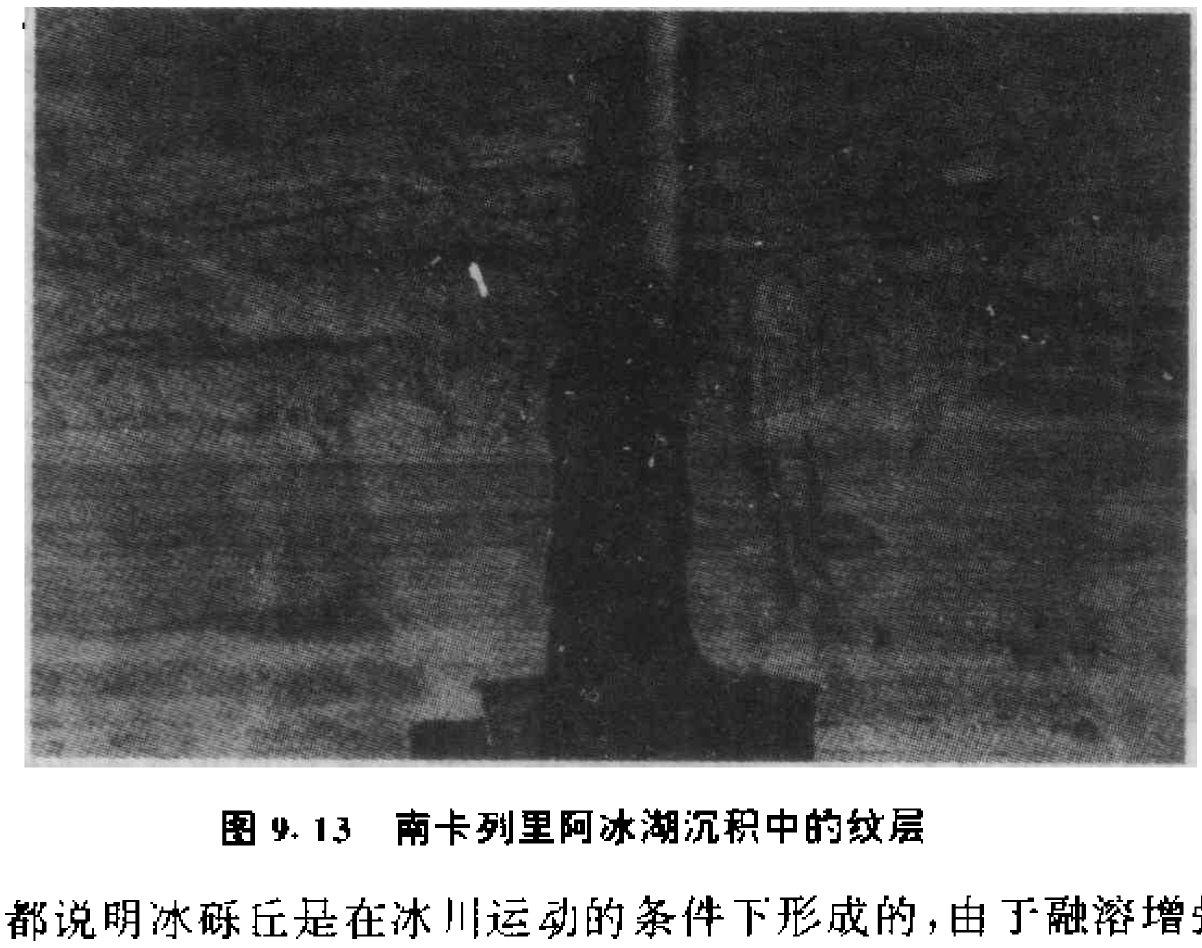


图 9.13　南卡列里阿冰湖沉积中的纹层

组成和纹层的出现都说明冰砾丘是在冰川运动的条件下形成的，由于融溶增强而在冰川边缘形成一些盆地，盆地中充填了水，进而可发展成湖，冰融水向湖中汇聚，时而带来较粗大的碎屑物，时而带来较细的碎屑物。当冰川完全消融之后，由底碛物堆成不规则丘状。

5. 冰缘沉积物

冰缘沉积物有冰水沉积物和冰水湖沉积物两种。

(1) 冰水沉积物或冰水沉积平原　位于终端冰碛的外缘以外，它是在从冰川边缘流出的

强大水流的作用下形成的，水流中带有大量的碎屑物质。水流到了平地就散开了，将所携带的碎屑物质沉积下来。较粗的沉积物一般离终端冰碛较近，而在更广大的、离得较远的地区则以砂为主，有的地方可以见到河谷状的冰水沉积，沿河谷分布并与冲积物相汇合(图 9.14)。河谷状冰水沉积一般发育在冰川活动的最后阶段，这时冰水集中在一些河谷地带。

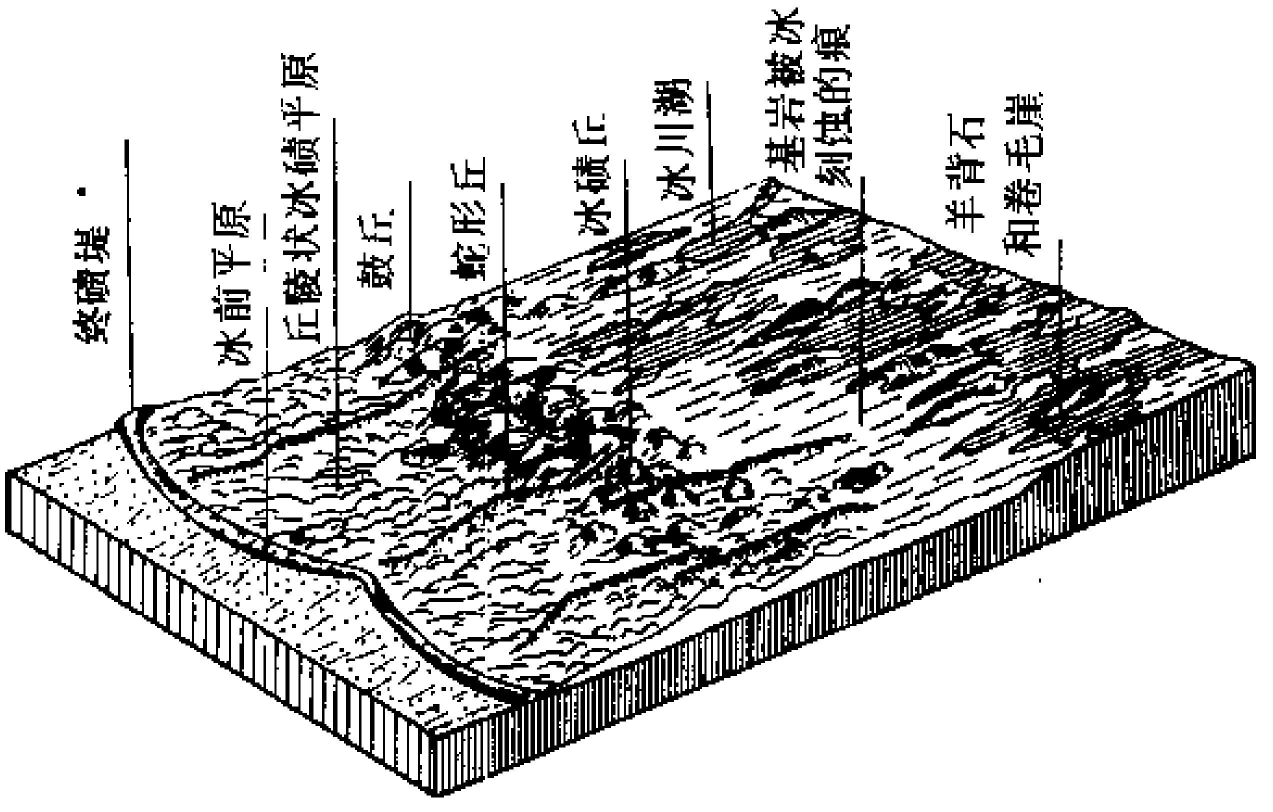


图 9.14　冰川和冰水沉积形式的相互关系示意图

(2) 冰水湖沉积物　形成于冰缘湖中，是一种特殊的水-冰川组合。冰缘湖的形成与冰下水流的流出有关，湖的边缘(靠近冰川的地方)沉积以砂为主，有时含砾，常见细的纹层，由泥和砂的交替构成。这种韵律式的结构与气候的季节变化有关：夏季，冰的融化加强，水流带来砂、粉砂或泥质物质；冬季，水流消失或大大减弱，带来的只有泥质物质。这种有多次重复的年纹带层称为纹泥。冰川退缩，湖的面积随之面加大，纹泥分布的范围也越来越大。根据剖面中年纹带层的数量可以判断冰缘湖存在和接受沉积物的时限。

9.4　地质历史中的冰川

1. 第四纪冰川

上述冰川和冰水的沉积物以及相应的地貌都是重要的地质证据，根据它们可以恢复老的冰川发育历史，特别是第四纪的冰川发育历史。还在上一个世纪，人们就注意到了广泛分布于北欧诸国的、表面有擦痕的漂砾，这些漂砾有些直接出露地表，有些被埋在各种亚砂土之中，而且构成漂砾的岩石与当地岩石不同。构成漂砾的岩石主要是那些发育在斯堪的纳维亚半岛的结晶岩石，如花岗岩、片麻岩等。在上个世纪 70 年代，瑞典和俄国学者就得出结论，认为欧洲的北部曾发育了大陆冰川，搬运来了这些漂砾。

现在已有无可争辩的事实，说明第四纪时期，在前苏联、西欧和北美曾发育了面积广大、冰层很厚的大陆冰川，山岳冰川的发育也较广(图 9.15)。第四纪冰川的总面积在 4.5×10^7 km^2 左右，约占陆地总面积的 30%，也就是说相当于现代冰川面积的 3 倍。大量事实还说明，冰期与间冰期是交替的，这在地质剖面中表现为有若干层冰碛物(主要为含漂砾的泥-亚砂土)和分开它们的各种间冰期沉积物，如含有暖水动物、植物的河、湖、沼泽等沉积物，局部还有古土壤。

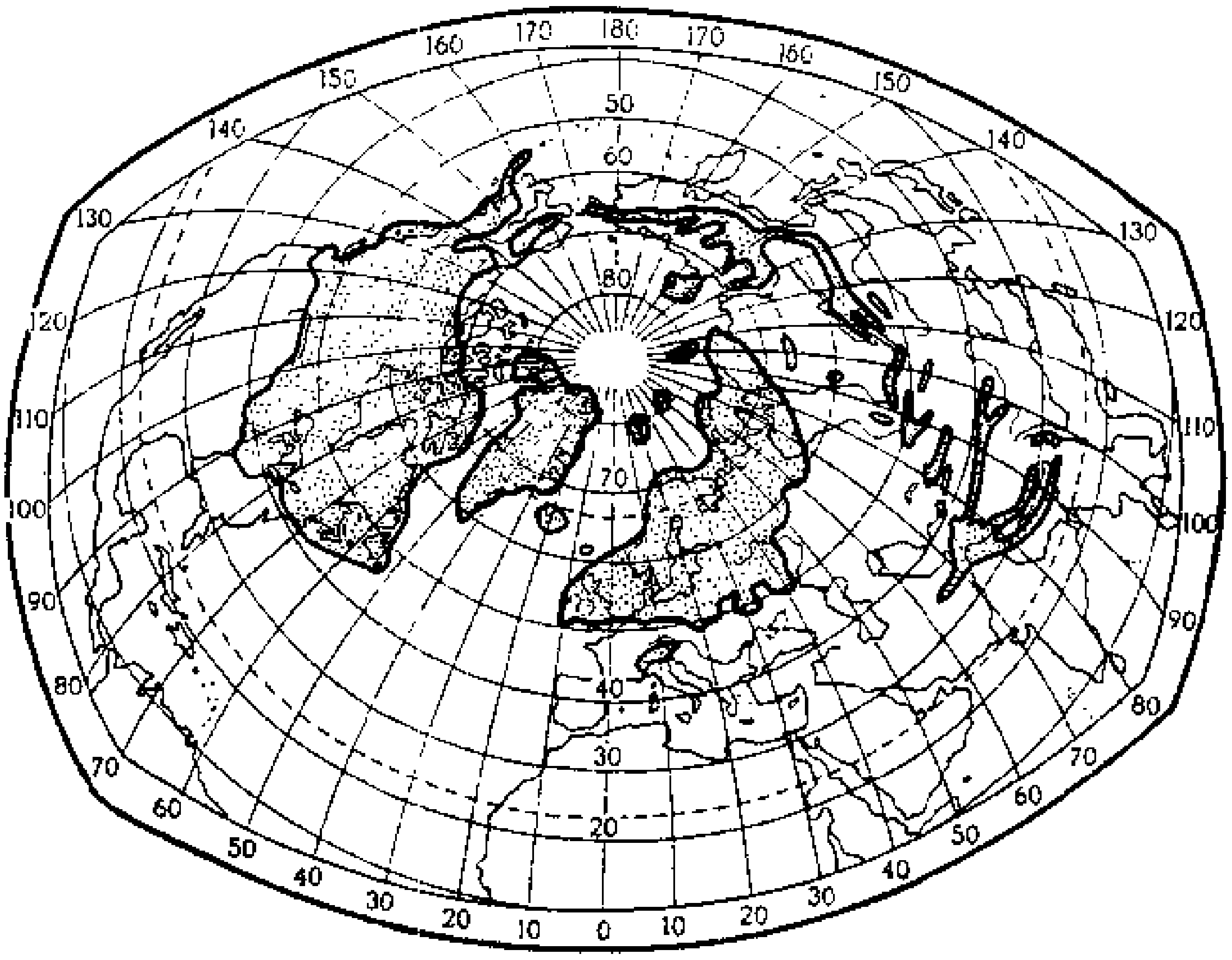


图 9.15　第四纪最大冰川作用的分布

剖面中沉积物的交替证明，引起冰川活动的冷气候被暖气候所代替，暖气候时期，在冰川消融了的地方形成湖泊、沼泽和河流，生长了阔叶林或混生林。对古老的山岳冰川，在阿尔卑斯山区有很好的研究。由老到新建立了4个冰川活动期：群智（新第三纪末期），而后是民德（第四纪早期）、里斯（第四纪中期）和玉木（第四纪晚期）。相应地有群智—民德、民德—里斯、里斯—玉木等间冰期，后来又建立了一个更老的多脑冰期和多脑—群智间冰期。

俄罗斯地区大陆冰川的研究表明，这里不能建立完全与阿尔卑斯相当的冰期。这就必须建立只适用于一定区域的划分，而且由于各地第四纪剖面的不完整，对冰期和间冰期的划分也难于统一，对第四纪延续的时限也难以有一致的认识。现在国际地质科学联合会所认定的第四纪下限是1.7 Ma，包括了过去划分的上新世的一部分。这样，第四纪分成三个世较为恰当，古更新世、更新世和全新世。全新世包括最后的1 Ma。

2. 古生代和前寒武纪冰川

在研究古老沉积物的组合和结构的时候，人们认识到，冰川不只是在第四纪有，它在地球历史中也不止一次发生过，既占据过北半球，也占据过南半球，证据是那些已强固结的，有些还遭受变质作用的古老冰碛物，称为冰碛岩。

3. 石炭—二叠纪冰川

石炭—二叠纪冰川占据了当时曾连成一体的南半球超级大陆，修斯称之为冈瓦纳，它包括着南极洲、澳洲、印度次大陆、非洲和南美洲。晚古生代冰碛岩首先在印度中部被发现，这里的冰碛岩是由无层理的、分选不好的砾石和有擦痕的漂砾所构成的砾岩，与现代的和第四纪的冰碛物中所见到者类似。砾岩的冰川成因可以由以下事实证明：砾岩所覆盖的基岩表面被刨光，有擦痕并有光滑的突起部分（羊背石）。

与冰碛岩相连的还有冰湖沉积，后者常以具有很细的纹层为特征，在层的表面可以见到二

叠纪的舌羊齿植物的印痕。类似的含舌羊齿植物的冰碛岩在南非、澳大利亚、南美和南极洲也都有发现，因为这次冰川作用范围非常广泛，人们称之为晚古生代冈瓦纳大冰川。

4. 晚奥陶世—志留纪冰川

有的学者在研究了周期性气候变化之后提出，冰期经过差不多 150 Ma 的间隔再现一次，可以推测在晚奥陶世时有另一次冰川。澳大利亚学者完成的古地磁研究表明，南极的位置在过去曾经移动过，如果恢复其原来的位置，那么从现代的南极经南非、巴西到北非，奥陶纪时它曾位在北非。的确，在西非和撒哈拉沙漠，法国地质学家发现了含有发育冰川擦痕漂砾的地层，而在阿尔及利亚南部有大型刨蚀沟槽并带有冰川擦痕和从几百公里以外搬运来的漂砾。上述冰碛物都与含晚奥陶世化石的沉积共生在一起。

有资料表明，在阿根廷和玻利维亚也找到时代可能为志留纪的冰碛岩。这样就有一种意见，认为在冈瓦纳大陆的一些地方，志留纪时也发育有冰川，晚奥陶世—志留纪的冰期延续了约 50 Ma(460 和 410 Ma 之间)。

5. 前寒武纪冰川

有些地方在老的前寒武纪沉积中也发现了明显的冰川遗迹。它们对前寒武纪剖面的最上部尤为特征(同位素年代为 570—680 Ma)。这个时代的含有冰川擦痕漂砾的冰碛岩在爱尔兰、苏格兰、挪威、乌拉尔北部、加拿大和美国都有发现，在白俄罗斯的钻孔中也发现了。可以说，在元古代晚期，大规模的冰川作用影响了欧洲和北美的大部分

类似冰碛岩的东西在更老的地层(早元古代，同位素年代为 2,300 Ma)中也有发现，地点在加拿大、南非和西伯利亚，但比较确切的古老冰川有四期：晚元古代、晚奥陶世—志留纪、石炭—二叠纪和第四纪。

9.5 冰川发生的原因

在地球历史中不只一次发生过巨大冰川作用是无可怀疑的事实，但关于它们形成的原因仍是尚未解决的问题。有若干假说解释冰川周期性发生的原因，可将这些假说分为强调地外因素的和强调内因的两类。

有几个假说考虑到冰川形成的外因。

1. 天文假说

这类假说认为地球相对太阳位置的变化、太阳系在银河系中位置的变化等天文因素所导致的太阳辐射周期性的变化有重要意义。另一个因素是在太阳表面所能观察到的黑子活动，近 100 年以来的研究表明，黑子的数量和强度有以 11 年、22 年和 44 年为周期的变化。有人推测除了这些周期外，尚有更长的周期变化，导致形成冰期和间冰期的条件。有这样的观点，认为太阳活动的增强可以扩大反气旋极地风系统，引起冰区范围扩大，相反，反气旋极地风系统和冰区范围都要减小。在多大程度上可以确信以上假说的正确性，现在还很难说，但至少太阳辐射和地球大气循环之间存在着联系是可以肯定的。

另一个减弱太阳辐射的因素是存在着宇宙尘。有人试图用太阳辐射线穿过宇宙尘时部分被吸收，解释周期性气候变冷和发生冰川的现象。按这种意见，宇宙尘的密度不均匀，因此有冰期和间冰期的交替。

还有一些学者用太阳与地球之间的距离和黄道面倾角周期性变化，解释气候的周期变化。

南斯拉夫学者米兰柯维奇(K. Миланкович)的研究有重要意义,他认为气候和地表温度分布的变化与地球轨道要素周期性的变化有关。轨道要素包括:

(1) 黄道面的倾斜——地球公转轨道平面与地球赤道平面的夹角,其变化范围是21°51′到24°36′,变化周期是4×10^4 a左右;

(2) 地球轨道偏心率的大小——椭圆的中心(地球轨道)和太阳所在位置(焦点)之间的距离;变化的周期为9.08×10^4 a;

(3) 近日点周期性地移动,也就是地球与太阳距离的变化。地球处于近日点,离太阳最近,有短暂而温暖的时期;而处于远日点时离太阳远,经历较长的寒冷时期,变化的周期大约261万年。米兰柯维奇的计算以曲线形式表示,有4个温度低谷,有的研究者试图将其对应于第四纪的4个冰期。1976年公布了第四纪深海沉积物的研究结果,这些结果证实了有10×10^4 a、$(4.2—4.3)\times10^4$ a和2.4×10^4 a的周期。然而,有些学者反对米兰柯维奇的假说,主要的反对意见是认为米氏忽略了大气环流的影响和对气候变化很有意义的内部地球动力学过程的表现。

2. 大气成分的变化

有些学者认为气候变冷的原因是地球大气成分的变化,特别是其中CO_2含量的变化。众所周知的事实是空气中所含的碳酸气可以使太阳光自由通过而达到地表。但它能阻止反射的热辐射线,因此碳酸气是一种热绝缘体。所以CO_2含量的增加,导致温度升高和变暖,相反,则变冷。火山作用是大气中CO_2的来源之一,因此,强火山活动期对应于温暖气候。植物繁盛和火山活动减弱使大气中CO_2的含量渐减,随之温度下降,导致冰期来临。有人推测,如果大气中CO_2含量减少一半,就可以有发生冰川作用的条件。但另一些学者估计,大气中CO_2含量减一半只能引起温度下降3℃。

3. 海平面的变化

大洋对地球气候有巨大影响,由赤道流向极区的洋流带去大量的热,而从高纬度区来的洋流则有相反的效应,使靠近的大陆变冷。

海平面的变化、升高或降低,对洋流系统有实质性的影响。但这样的变化能否影响冰川的形成,很令人怀疑。

冰川形成的内部原因部与地球内动力学过程相关。这类影响因素包括岩石圈板块的运动及其随时间而变化的外形(轮廓,即拼合和解体),以及岩石圈板块相对于地极的位置变化。当一个大陆位在地球上的低温区时,由于接受了过多的降雪就可能在这里形成大陆冰盖。

以地表形态变化,诸如形成山系,大规模隆升,陆地面积大大增加或大洋面积大大减小等为气候变化主因的假说很值得人们的注意。已知的事实是,在最新的地质历史时期(新第三纪和第四纪)形成了如下一些最雄伟的山系:阿尔卑斯、高加索、帕米尔、天山、喜马拉雅、科迪勒拉等,这改变了以前存在的洋陆关系,改造了地球的面貌,也改变了含水蒸气的风的运动路径,大概还改变了洋流体制,从而对气候有重大影响。新形成的山脉,有的部分大大高于雪线,造成了山岳冰川的形成条件,山岳冰川大发展之后使寒冷区变大,进而形成第四纪大陆冰川。据有些科学家的意见,只要有一个不大的推动,使气候平衡受到破坏,就可以引起气候的巨变。与构造运动相关的地貌和海陆关系的变化与冰川的关系不仅在第四纪中有,在地质历史时期也有。地质历史中的每一次冰川作用都与强烈构造运动、造山、海退和大陆面积扩大的时期相吻合,例如晚古生代(石炭—二叠纪)冰期与海西阶段的褶皱、造山作用;晚奥陶世—志留纪的冰期与

加里东运动;晚元古代冰期与贝加尔运动等的关系。上述地质历史阶段还与生物界的大转变时期动物、植物组成的变化相关,这样的一致性看来也不是偶然的,而是一种有规律的现象。

在结束简短评述之后应该说,冰川形成的原因既有内部因素,也有天文因素。

9.6 冻土带的地质作用

处于零度或零度以下的岩石在其孔隙和裂隙中有冰,这样的岩石被称为冰冻岩石。在一些寒冷地区,冬季时,地壳的最上层都冷到零度以下,其中所含的水转变成冰,将岩石或土壤的颗粒胶结起来,而在春夏季节冰又融化。这种岩石季节性被冻所能达到的深度和持续时间的长短在各地是不同的。例如,在西伯利亚的北部,零度以下的温度可深达 2—3 m,而且在一年的大部分时间中均能保持,可是在西伯利亚的南部,这个深度只有最上面的几厘米,而且只能保持较短的时间。

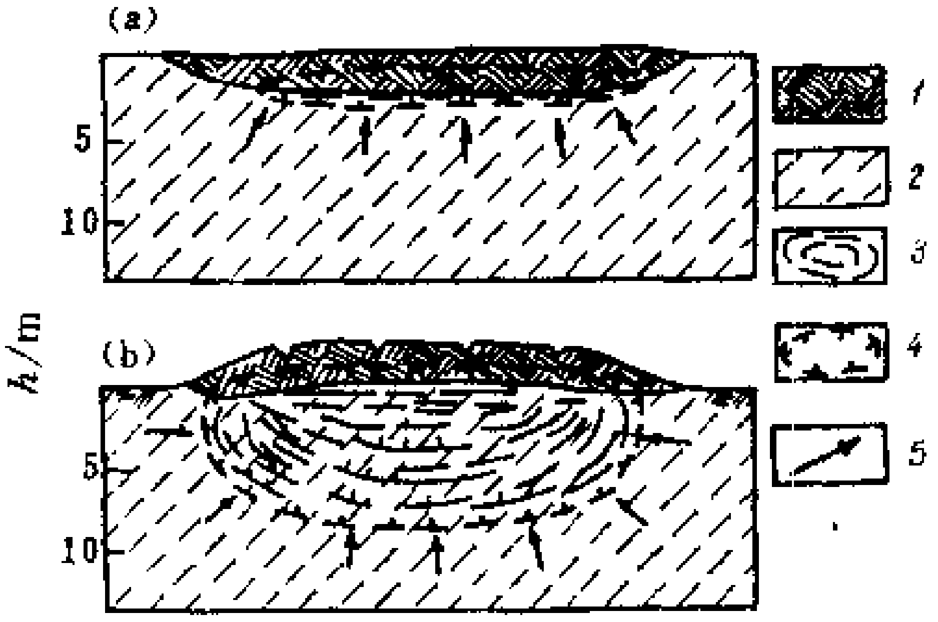


图 9.16 冻土地区地貌形成过程示意图

(a) 开始阶段,(b) 成熟阶段

很早以前即已知道,西伯利亚和北美的大部分,在季节性冰冻层之下有多年的冰冻岩石(永久冻土),夏季也不融化,在有的地区可达很大深度。这些冰冻岩石(土)似乎是在第四纪以来更严寒的气候条件下形成的。已绝灭的哺乳动物(猛犸象、披毛犀等)被很好地保存下来,足以证明当这些动物生活在西伯利亚的时候冻土已经存在了,并一直保存到现代。

多年冰冻岩石分布的带被称为岩石圈冰冻带。图 9.16—9.18 示出冻土带的几种特殊地貌。

(1)"鼓包"地貌 图 9.16 表示冻土地区发育的一种被称为鼓包的地貌。它常见于冻土带边缘的沼泽区。这里土壤的湿度高于相邻地区,透热性也相对良好。这样,当冬季来临,首先在

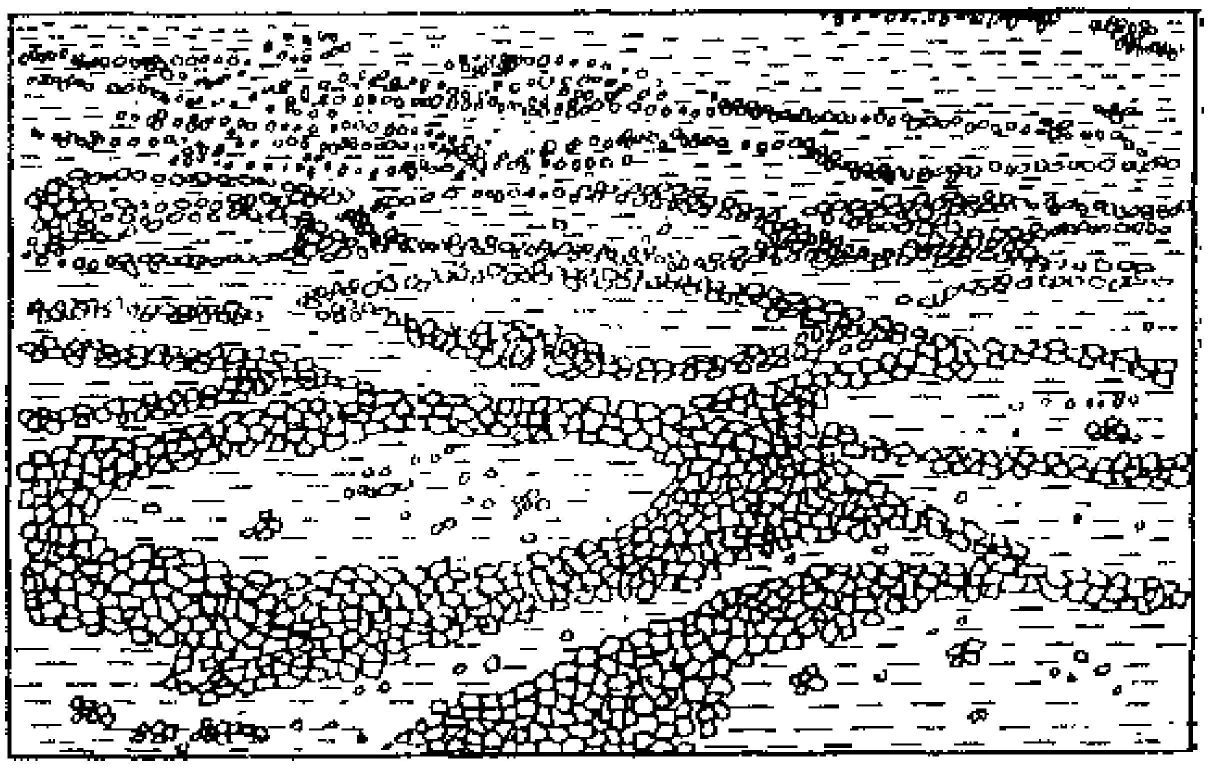


图 9.17 多角形石滩

沼泽之下形成一透镜状冰层，并引起局部突起，这类突起有时成群出现，一般高 1.5—2 m，少数达 1 m。

(2) 多角形石滩　图 9.17 的地貌被称为多角形石滩，它发育在冰冻和融化交替的松散沉积层中，第四系沉积不均匀，一般在巨石和岩块之下结冰较早，形成透镜状冰层。冰层使巨石和岩块拱起。当冰融化的季节到来以后，巨石和岩块下的冰层消融了，可是冰中所挟带的泥砂却留了下来。这样巨石和岩块虽然下沉，但是达不到原来的位置，年复一年，巨石和岩块位置越来越高，使巨石、岩块与砂、粘土之间发生了分异。露出地表的砂、粘土，因其中所含的水结冰、膨胀，而把分离到上面的巨石和岩块向外推，久而久之就形成了如图所示的地貌。

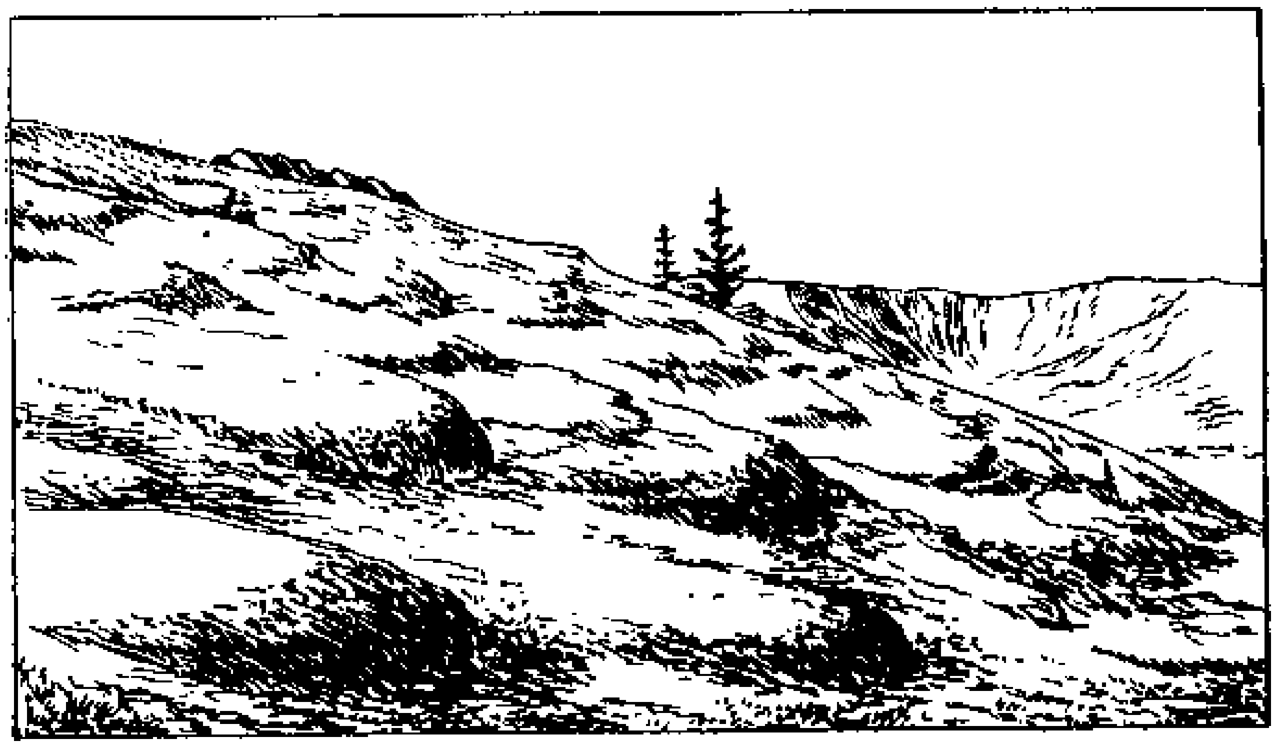


图 9.18　泥流阶地

(3) 泥流阶地　图 9.18 表示冻土区山坡上形成的一种被称为泥流阶地的地貌景观，当含冰的冻土在夏季融化的时候，这里发生顺坡而下的缓慢的塑-粘性流动。这样，一般在相当大的范围内形成大小不等的泥流舌、泥流阶地、推覆体等多种形式的地质体。

第 10 章　海和洋的地质作用

世界大洋是地球水圈的主要部分。海水覆盖面积是 $3.61\times10^8\ \mathrm{km}^2$，占地表面积的 70.8%，是陆地表面积的 2.5 倍(陆地表面积 $1.49\times10^8\ \mathrm{km}^2$，占 29.2%)。世界洋盆包括：

● 大洋(大西洋、太平洋、印度洋和北冰洋)；

● 与大洋保持相对自由沟通但被岛弧、半岛或水下隆起所隔开的边缘海(巴伦支海、白令海、鄂霍茨克海、日本海、加勒比海等)；

● 内陆海或陆地中间的海，深入大陆内部，与大洋或相邻的海以海湾相连(地中海、黑海、波罗的海、白海等)，这些海与大洋的联系不畅，因此具有特殊的水动力条件、气体体制和水的盐度。大的水域——里海与咸海也暂归海类，可认为它们是残留的海盆，在第四纪时期曾与大洋有过联系。有些大型的内陆海被命名成了海湾(墨西哥湾、波斯湾和哈德逊湾)。所有海的面积之和占世界大洋面积的 10%。

在大洋和海中聚集了大量的水，如果水圈的总量为 $1.8\times10^9\ \mathrm{km}^3$ 的话，洋盆和海水大体的估计是稍少于 $1.4\times10^9\ \mathrm{km}^3$。如此巨大的水体处在不断的运动当中。

为了简便，以下将发生在海和洋中的地质过程称为**海水的作用**。这是一个复杂的、相互关联的现象的综合，其中包括：海岸及其浅海沿岸岩石的破坏，对破坏作用的产物和从陆地带来的物质进行搬运和分选，各种沉积物的堆积。

在盆地底部沉积物的堆积和分布规律具有特别重要的意义。现已确知，在地质历史时期，陆地表面曾不止一次地被海水所覆盖，并堆积了海洋沉积物，随后形成了沉积岩。这些沉积岩和其中的生物遗迹就成了据以恢复地壳古地理环境和生物界进化情景的主要历史记录。

最近的 20 年以空前规模的大洋研究为特点(包括地貌、地球物理和地质等)，获得了关于洋底地貌、构成，海洋沉积物分布规律，矿产及其他方面的新资料。“挑战者号”钻探船在大洋进行深水钻探，从而可以对洋壳构成进行直接研究，这件事具有特殊重要的意义。迄今，已进行了 620 口井的钻探。

10.1　大洋地貌和物理化学基本特征

1. 洋底地貌

以声纳为基础的，也就是从船向海底发射声波信号，然后接收它的反射信号的现代测深研究表明，洋底地貌是复杂的(图 2.10)。洋底地貌可以分成水下大陆边缘、大洋床和洋中脊几种地貌单元。

(1) 水下大陆边缘(洋陆过渡带)　可以分成两种类型——**大西洋型**(被动的)和**太平洋型**(活动的)。北冰洋，北、南大西洋，印度洋(巽他弧除外)，太平洋的南极大陆边缘等都以被动的大西洋型水下大陆边缘为特征，这类边缘的地貌可进一步划分成大陆架、大陆坡和大陆坡脚。

● 大陆架。大陆架与大陆直接相连，属海的浅水部分。大多数情况下大陆架底面的倾角在 1°左右。在大陆架靠近洋一侧的外缘发生向大陆坡过渡的明显弯曲，被称为**大陆架边**。近年的

研究确认，大陆架边一般在水深 200 m 左右，常在 100—130 m，有的地方达到 300—500 m 或更深。这就不仅是因海平面升高而淹没大陆，而且有地壳下沉的因素了。大陆架的宽度由几十公里到 800—1000 km，最宽的大陆架在北冰洋发现。

在大陆架的表面常可见到在大陆条件下产生的陆地地貌的形态，如河谷在水下的延伸、被淹没的阶地和古老的海岸线以及冰川地貌等。

● 大陆坡。大陆坡是海底的一个不宽的带，从大洋方向限制着大陆架，可以下降到 2000—2500 m 深，有的地方下降到 3000 m 或更深。从大陆架向大陆坡的过渡相当急剧，大陆坡表面

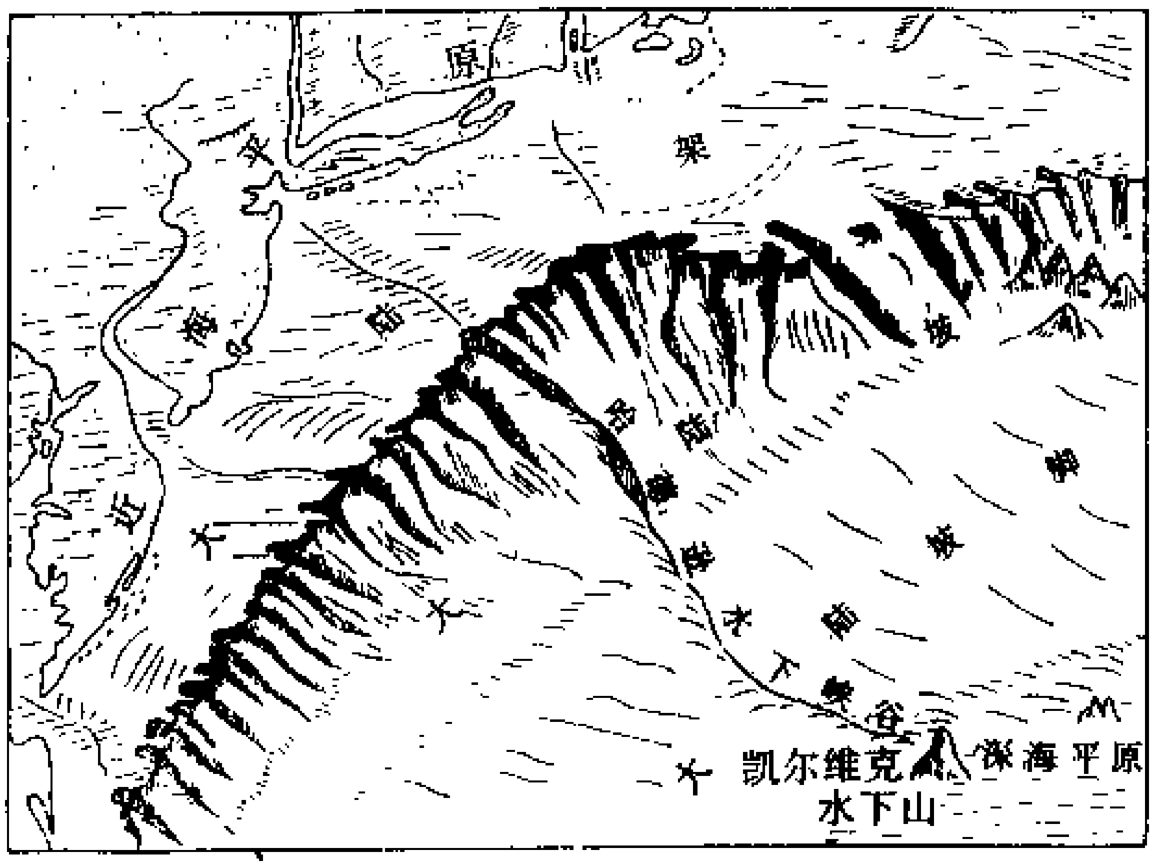


图 10.1 北美大西洋水下边缘：大陆架、大陆坡及水下峡谷、大陆坡脚

平均的倾角变化在 3°到 6—7°，有时可增加到 10—15°或更大。在有些情况下，大陆坡具有阶梯状剖面，似与断裂破坏相有关(图 10.1)。在这种情况下，阶梯之间的坡度达到最大(到 25°或更大)。有些地方，在大陆坡的范围内可以见到边缘台地——宽达几十到几百公里的平坦台阶，被深达 500—2000 m 的台阶所限制。佛罗里达岸边的布莱克边缘台地是一个最有名的实例，它延伸长 900 km，宽近 300 km(图 10.2)，深度从 500 到 1500 m，外缘被一个陡峭的台阶所限，深达 4000—5000 m。

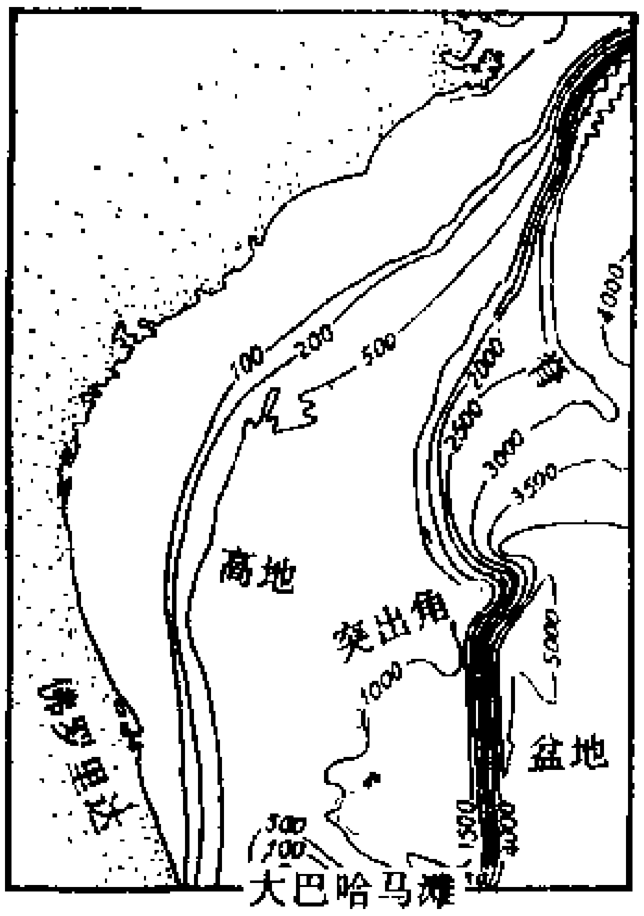


图 10.2 北美大西洋水下边缘的边缘高地

大陆坡的表面被众多的水下峡谷所切割，切割深度达 1000 m 或更大深度的大峡谷具有陡峭的壁和平坦的底(图 10.1)。其两壁有时甚至是直立的，并具有阶梯状剖面。从大陆架边开始，峡谷顺大陆坡下降，并超出大陆坡脚的范围，其中最长者可达到大洋床中深 3500 m 或更深的地方。少数峡谷可追溯到大陆架，并且是大河谷的延伸(哈德逊、刚果等河谷)。峡谷的

大部分具有水下的成因。一般认为它们是底部浊流作用的产物。浊流从大陆架边开始，在地震、海啸或来自大陆的洪水作用下形成。由于浊流的密度较一般海水大，因此它沿大陆坡的运动速度很大，具有较大的侵蚀能力。大峡谷上端的位置往往与沿大陆坡走向分布的断裂的位置相吻合。

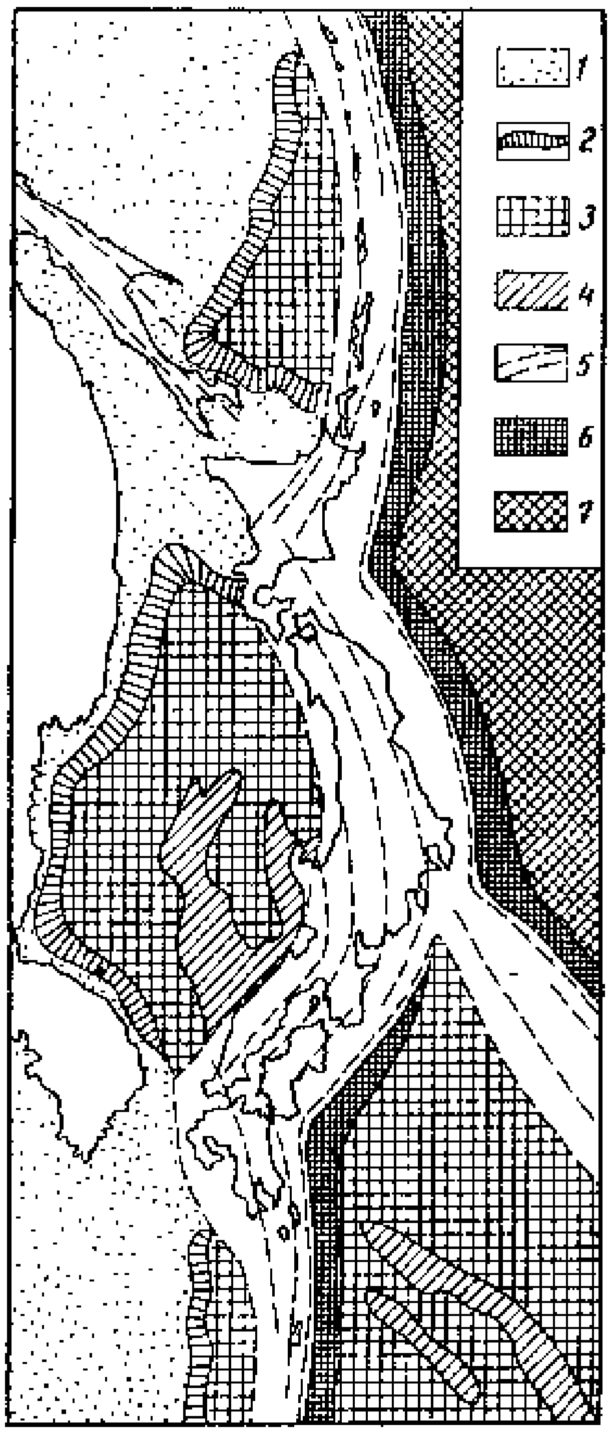


图 10.3 太平洋型过渡带示意图

（鄂霍茨克海和日本海）

1—大陆架，2—大陆坡和坡脚，3—边缘海深海盆，4—深海盆内的隆起，5—岛弧，6—海沟，7—洋底

● 大陆坡脚。大陆坡脚是缓倾的，有时是稍具波状形态的平原，占据大陆坡和大洋床之间的位置。坡脚带的宽度可达几十至几百公里，而深度在 2000—2500 m（坡的底部）到 3000—3500 m，有时更深一些。据地球物理研究资料，在坡脚范围内，在有些地方见到特别厚的沉积物（达 5 km 或更厚），这个厚度超过了大洋沉积物平均厚度的许多倍。这种情况与浊流带出大量沉积物以及和大陆坡上发生的水下滑坡有关。

太平洋型活动大陆边缘与大西洋型大陆边缘的区别在于它具有强分异特征的地貌和很高的构造活动性，后者表现为强烈的火山喷发、地震和变形。从大陆向大洋床的过渡带更为复杂。如在太平洋西部，过渡带中包括边缘海盆（鄂霍茨克海、日本海等）、岛弧（千岛、日本等）和深海沟（图 10.3）。

● 边缘海深水盆地。是一种呈卵形或浑园状的坳陷，典型的深度是 3—5 km。在有些地方与这样的深水盆地相连的有浅水的大陆边缘（大陆架和大陆坡）。

● 岛弧。是以其山峰和山脊高出海面形成岛屿的山系，在太平洋中有着最广泛的发育（科曼多尔-阿留申、千岛、日本、马里亚纳和其他岛弧）。在印度洋中有巽他岛弧，而在大西洋中有安的列斯和南安的列斯群岛。岛弧从大洋方向被深海沟所限，海沟之外是大洋床。

● 深海沟。是窄而深（宽度 100—150 km）的凹地，并具有很长的延伸。海沟的底部相对比较平坦，宽达数公里（图 10.4）。一般情况下，海沟是不对称的，它的内坡与岛弧或大陆相连，一般较陡（10—15°），而相对的洋侧（外坡）较缓（2—3°）。两个坡都被若干突起所复杂化。海沟深度变化在 7—8 到 11 km 之间，马里亚纳海沟深度最大（11,022 m）。

在萨哈林-鄂霍茨克海-千岛岛弧-千岛-堪察加海沟的剖面线上可以观察到向太平洋过渡的实例。

太平洋南东边缘缺失边缘海，从年经的安第斯山到大洋床的过渡通过秘鲁-智利海沟而实现，这种类型的过渡称为安第斯型。

(2) 大洋床　洋底大洋床区占世界大洋总面积的 50%以上，位在水深从 3.5—4 km 到 6 km 的地方。在它的范围内又分成海渊、海山和高地。海渊被海山和各种高地所分开，是洋床的主要部分，深度达 5—6 km；按地貌特征又可分成两种类型：平坦的深海平原，在大西洋地区发育最广泛；穹丘状的深海平原，在太平洋地区占据广大面积。太平洋中的穹丘，在多数情况下是火山成因的。最大的火山可以海岛的形式出露。这里还发现有水下平顶山——盖约特，是一种老的火山机构，其顶部被海水所磨蚀，或叠加上了珊瑚礁。它们现在的位置达到了水面以下 2500 m，这可以用海底后来的下沉解释。

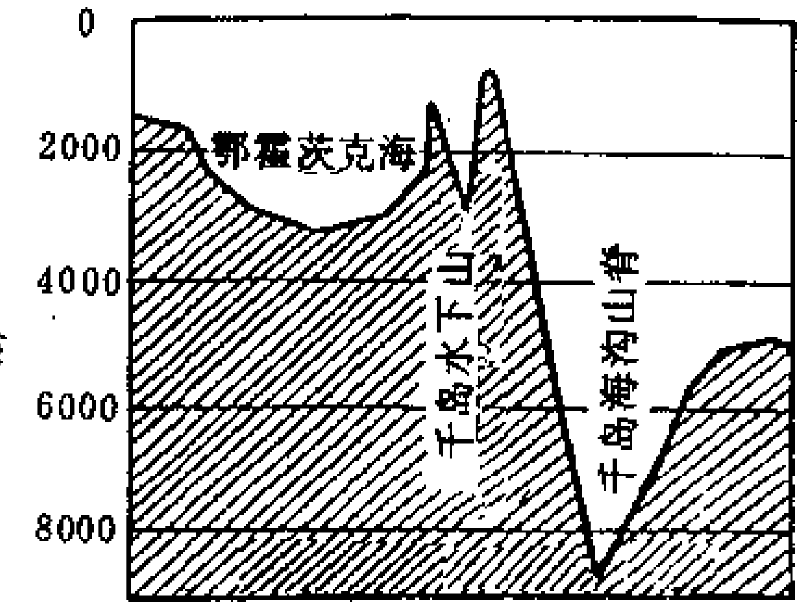


图 10.4　千岛-堪察加海盆横剖面

在太平洋的东部，海渊地貌以有延伸很长(到 3000—4000 km)的纬向断裂的表现为特征，与这些断裂相关的地貌对比度很大，构成大的突起和谷地。

所有的世界性大洋都具有典型的大洋地壳，地壳中缺失花岗-片麻岩层。此外，在大洋的某些地方还可以见到各种被称为微大陆的高地，表现为水下的高原甚至岛屿。它们以有花岗岩层的大陆型地壳为特征(厚度为 25—30 km)。北大西洋的罗卡尔高原，南大西洋的阿古里亚斯，印度洋的塞舌耳群岛，太平洋中的新西兰高原等都可作为实例。

(3) 大洋中脊　大洋中脊在所有大洋中都有，构成了统一的全球系统，总长度超过 6 万 km(图 10.5)。它高出洋床，在某些地段高于洋床达 3—4 km，宽度达到 1000—2000 km。大西洋中脊的地貌和构成研究得最好。沿着中脊的轴部分布着一条纵向的、两侧被断裂所限制的凹地，它被称为裂谷。裂谷的底深达 3.5—4 km，而它两侧的脊位在 1.5—2.0 km 的深度，有些地方高出水面成岛。裂谷在相邻海脊之间的宽度为 25—50 km。裂谷常被一些横堤分割成相互孤立的凹地。

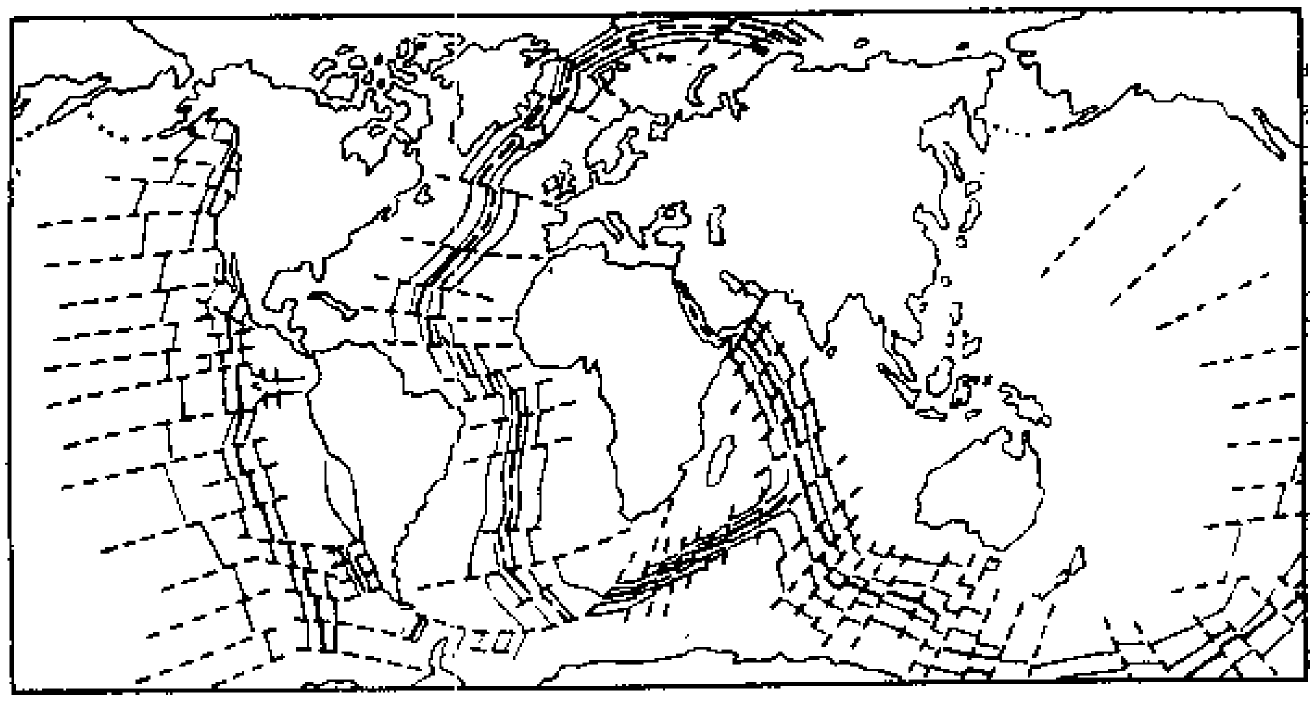


图 10.5　全球洋中脊体系

(粗实线示中脊轴，虚线示转换断层)

洋中脊被转换断层所分割，断层的垂直位移可达 3—5 km。断层使洋中脊轴部裂谷发生了水平位移，水平位移幅度有时可达数百公里，最大的转换断层不仅切割中脊，而且也切割了大

洋床，甚至延到相邻的大陆上。在沿转换断层的某些地段表现出拉张作用，形成深达 7—8 km 的地堑型地貌；在另外一些地段发生逆掩运动。

南太平洋和东太平洋洋脊常被简单地称为隆起，因为地貌上表现较平缓。与大西洋脊和印度洋脊相比，东太平洋洋脊偏离大洋中线，位于中线以东。它的高度相对较小（1000—2500 m），但宽度却大得多，从 2000 到 3000 km，部分地段达 4000 km。除北段而外，在脊的中部没有纵向裂谷。

大洋中脊是地壳中最活跃的带，这里有活跃的地震，异常高的热流值，最强的火山喷发。与裂谷带相联系的是地壳的减薄和密度降低的地幔的上隆（见第 2 章）。

2. 边缘海和内海的地貌

斯特拉霍夫（Н. М. Страхов）根据地貌特征将它们分成平坦型和凹地型两类。

（1）平坦型的海　有巴伦支海、喀拉海、白海、波罗的海、北海、亚速海等。它们的深度不超过大洋的大陆架边的深度（150—200 m），只是个别的地方深度达到 300 m 或更深。这些海是下沉到水下的大陆部分，所以它们也称为陆表海。

（2）凹地型海　位于地壳的活动区。在这类海中及其边缘的山区，有强构造运动、地震和在很多情况下有火山作用的表现。白令海、鄂霍茨克海、日本海、中国南海等属于这类的边缘海；地中海、黑海等属于这类的内海。凹地型海的地貌单元与大洋的基本地貌单元相同，包括大陆架、大陆坡和深海底，其深度一般为 3—3.5 km，个别地方可达 4—5 km。

3. 洋和海水的盐度、化学成分

（1）海水的盐度

溶解于海水中的盐的总量称为盐度（S），以千分之几（‰）表示。大洋的总盐度平均近 35‰ 或 3.5%，这意味着海水中盐的溶解度约为 35 g/l。这个相当稳定的盐度对所有的大洋水都是一致的，但海水的最上面厚 100—200 m 的一层，盐度变化在 32—37‰或 3.2—3.7%之间。变动与气候的分带性有关：在干燥气候带，地表水流少，而蒸发量大，盐度就有所增加；在潮湿气候带，在大陆来的地表水流的影响下，海水淡化，盐度则减小。气候条件的影响对内海就更强烈，例如处在炎热、干燥气候条件下的红海，盐度达到了 41—43‰。近年的研究表明，红海的底部具有裂谷特征，从中涌出的热卤水（盐度从 160—310‰）富含 Fe、Mn、Cu、Ni 和其他一些元素。在干旱区与海隔开的泻湖中见到最大的盐度（达 200—300‰），如卡拉-博加斯-戈尔等。

地中海的盐度变化在 37—39‰。黑海、亚速海、波罗的海、里海是淡化海盆的例子。因为有大河注入黑海，所以表层水的盐度只有 17—18‰，底层水盐度是 22.6‰；波罗的海上层水的盐度在河口处变化在 3—6‰之间，在海峡处达 20‰；在闭塞的黑海，由于有大河伏尔加、杰烈卡、乌拉尔等的注入，盐度只有 12—15‰，而在伏尔加河入海口只有 3—5‰。

（2）海水的化学组成

几乎全部的化学元素在大海和大洋的水体中都有，但只有其中少数的几种决定着它的基本盐类组成（表 10.1）。表中所提供的最主要的阳离子和阴离子含量的比较表明，在海水的盐类组成中以氯化物占绝对优势（89.1%）：NaCl－77.8%，$MgCl_2$－9.3%，KCl－2%；占第二位的是硫酸盐（10.1%）：$MgSO_4$－6.6%，$CaSO_4$－3.5%；碳酸盐约 0.56%，KBr－0.3%。水的淡化或浓集导致某些离子的组成的减少或增加。

表 10.1 海水含盐度为 35‰时的离子组成

阳离子			阴离子		
离子	含量(g/kg)	百分含量	离子	含量(g/kg)	百分含量
Na^{+}	10.7596	38.64	Cl^{-}	19.3529	45.06
Mg^{2+}	1.2965	8.81	SO_4^{2-}	2.7124	4.66
Ca^{2+}	0.4119	1.69	HCO_3^{-}	0.1412	0.20
K^{+}	0.3991	0.84	Br^{-}	0.0674	0.07
Sr^{2+}	0.0078	0.01	F^{-}	0.0013	
			H_3BO_3	0.0255	
阳离子总数	12.8749	49.99	阴离子总数	22.3006	49.99

(3) 海水中的气体体系

海水中除溶有盐类外，尚有氧气、碳酸气和局部地区的硫化氢。

● 氧气。氧气进入海水的途径有直接从大气吸收和浮游植物的光合作用(绿色植物)两种。氧的含量有很大变化，这主要与盐度、温度等的变化有关。当温度升高时，氧在水中的溶解度就要降低，因此，在高纬度地区海水表层中氧的数量最大，而在低纬度地区则最小。氧含量也有一定的季节变化：在春、夏季温度升高时，海水中多出来的氧就进入大气，而在秋、冬季可以观察到相反的过程，从大气中吸收气体。就这样进行着大气圈和水圈的相互动力学作用。由于在海水中有垂直方向和水平方向的良好循环，所以几乎所有的地方都有自由氧的存在，相当数量的氧在洋底水中的存在，可以用来自北极和南极的、富氧的冷水的进入和充实底层水予以解释。

● 碳酸气。碳酸气在水中大部分以化合物的状态存在，部分为溶解的自由状态，如在碳酸盐和重碳酸盐中存在。CO_2 在海水中的含量大于 45 cm^3/l，其中只有一半是自由的 CO_2，其余的是化合物。在自由的 CO_2 和碳酸盐之间存在着动态平衡关系。像氧一样，海水中的 CO_2 的含量也受到温度体制的调节。在海水热的上层中 CO_2 溶解度降低，并从水中分离而进入大气。CO_2 的不饱和导致不溶于水的 $CaCO_3$ 形成，进入沉积物中。相反，在高纬度区或底层的冷水中 CO_2 的含量高，这样的水可以侵蚀碳酸盐沉积物。应该指出，在大洋和与大洋相通的海盆中，因有良好的水循环和水交换，都有正常的气体体制，只有少数海是例外的。

● 硫化氢。硫化氢的分布局限，只存在于那些以狭窄的浅水海峡与大洋沟通的半封闭海盆。通道不畅使水的自由交换发生了困难，黑海就属于这类海盆。它的底是凹地型的，再加上河水的大量进入，使海水的表层发生强烈淡化。这使海水有按盐度分层的特征：上为淡水层(17—18‰)，下为咸水层(20—22‰)，这就排除了垂向循环，其结果导致气体体制被破坏。只在深 40—50 m 以上的部分有正常的氧含量，向下氧含量急剧下降(图 10.6)。黑海中较深层水中氧的不足引起还原作用过程；厌氧藻类促使硫酸盐还原，产生硫化氢。硫化氢的滞留从深 200 m 左右开始，H_2S 含量随深度渐渐增加，在底部达到 5—6 cm^3/l。

4. 海水的温度

海水表面的温度分布与气候带有密切的关系，首先是与太阳的辐射相关。太阳辐射的分布很不均匀，与之相关的海水表面温度也有很大差别：在高纬度地区是 −1.8—−2 ℃；到赤道附

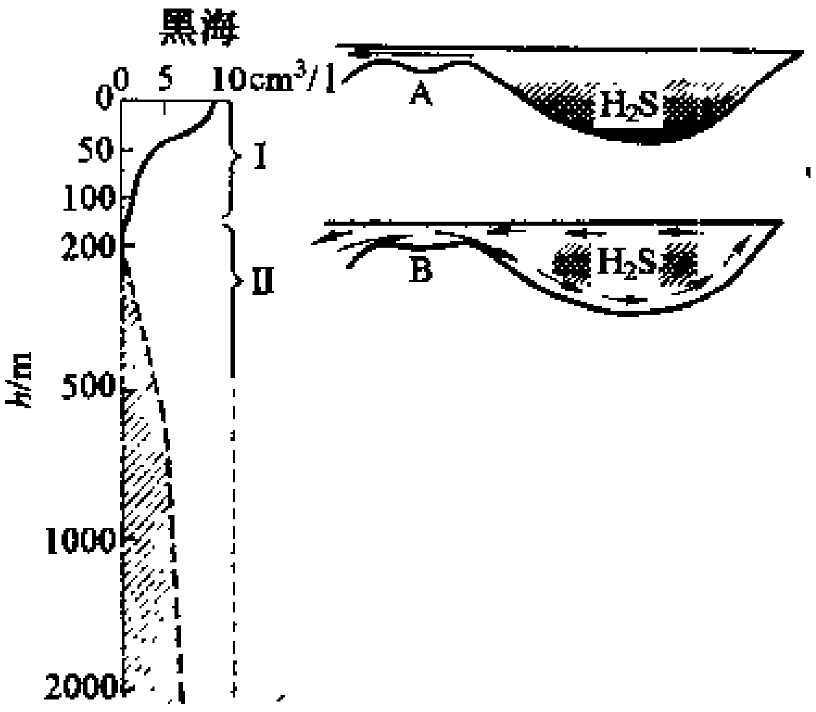


图 10.6 黑海和挪威岬湾硫化氢污染示意图

Ⅰ—含氧带；Ⅱ 硫化氢带；

A,B--挪威峡湾气体体制类型

（A 只有水流出的情况，B -有双向水流的情况）

近的热带，变到 28℃或更高。中纬度地区海水的温度也有很大的季节性变化（在 5--20℃之间）。

在很大深度的地方，海水温度从 1°到 3℃，而在极区则降到－1.9℃，从上层高温水向下层低温水的过渡是在相对薄的一层水中实现的。这一层与 8--10℃的等温层相符合，在热带位于 300—400 m，在温带位于 500—1000 m 的深度。上述温度随深度分布的规律在局部地区被拥有大量不同温度海水的水流所破坏。

5. 海水的压力和密度

在深的大洋床压力值达到最大，特别是在深海沟处压力更大。一般在不需要太精确数字的时候，可以认为大洋水的密度是 1。实际上密度随温度和盐度的变化而有所改变：盐度降低密度也降低，盐度增加密度也增加。赤道区海水密度最小，极区密度最大。

6. 海水的运动

大洋水处于不停的运动之中。运动的性质有洋流、涨潮退潮、海浪和海啸多种。

（1）洋流

洋流使大量海水发生远距离运动。这种运动与由温度和盐度所决定的密度差有关；与风（信风）的控制有关；与地球自转引起的向心力和离心力（科里奥利力）也有关。以上因素的共同作用引起了受海岸轮廓控制的固定环流系统（轮廓流——与大陆坡及其坡脚相联系的海流）。按深度可以将海流分成表层的、深层的和底层的洋流，按温度可以分成冷流和暖流。在具有稳定风向的地区，大洋的表层中可观察到风的明显作用：如热带的信风、印度洋中的信风和中纬度的西风。风的方向和洋流的方向基本吻合。这样，沿大西洋的两岸和太平洋东、西两岸，从赤道区向北、向南，有两股信风洋流。在西岸，这些海流使分开它们的赤道逆流和沿大陆向北、向南的洋流开始。从东向西运动的信风洋流使大洋两缘的海面升高。有资料表明，在大西洋中因此而使水面升高 20 cm，在太平洋中达 50 cm。这就不仅产生了从西向东的赤道逆流，而且也产生了表层的和表层以下的向北、向南的洋流，其速度为 15—50 cm/s，近赤道区为 150—200 cm/s，海水的运动在赤道区构成环形的循环系统。北半球的另一部分海水还有向北冰洋的运动。这种表层的暖流有：巴西、东澳大利亚等；属于补偿的冷流有加内里、孟加拉、加利福尼亚、秘鲁等。中纬度地区主要的洋流由西风引起，是大洋中最强大的洋流。它们的宽度可达 1000 km，深度达 1000—1300 m。

从国际地球物理年开始的研究发现了完整的底流体系，其速率可达 5—30 cm/s，对洋底具有重要的地质作用。底流卷起海洋沉积物中的矿物和生物遗迹的质点并将它们搬运相当远的距离。

底流主要在高纬度地区形成。北极和南极的冷水一般在成冰的秋、冬季节下沉，并向外扩展，特别是南极的水可以扩展到赤道，甚至更北的地区。夏季，冰融成的淡水分布于大洋的表

层，对流水也有一定的意义：表层密度较大的水由于冷却而下沉，而深部密度较小的水则上升，这样就给下层水带来了氧，而从下部将生物成因物质带到上层。

气压中心的位置决定着海流的方向和复杂的海水循环系统，导致洋流的发散或汇聚。在第一种情况下，在洋流的边界处形成一个发散带（海水向各方向流去），从深部有水上升给以补偿。在第二种情况下，发生水的汇聚，伴有水向深部的下沉。对于在海洋表层生物的繁盛（浮游生物）有特别重要意义的是水的发散和富含可作为食物的有机质的水从深部的上升。浮游生物的大发展导致在洋底形成一定类型的生物沉积。

（2）涨潮和退潮

由日、月的引力所造成的海（洋）水平面周期性的振荡称为涨潮和退潮。在这种情况下，月球的作用是主要的，而太阳的作用较小。水面高低之差决定潮的幅度。按潮汐振荡的周期，潮可分为半昼夜的和整昼夜的。最大的潮发生在朔望，也就是新月和满月，这时日、月、地位于一条直线，月、日的引力相合（图 10.7 之 a）。最小的潮发生在一个月的第一个和最后一个 1/4，这时地-月的连线与地-日的连线呈垂直状态（图 10.7 之 b）。

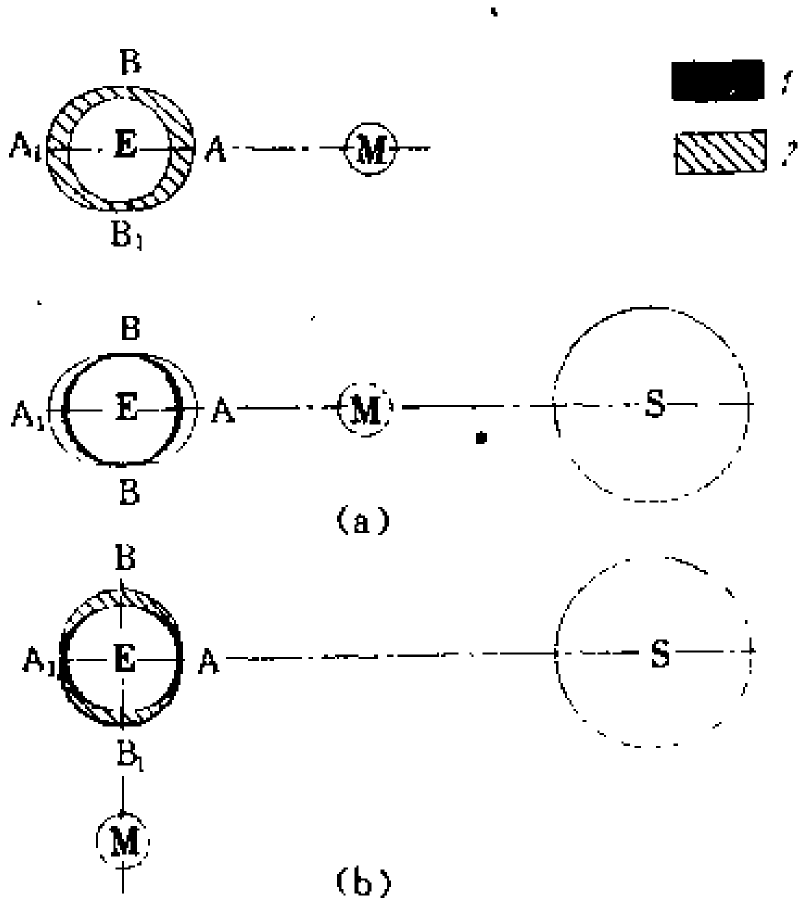


图 10.7 涨潮和落潮形成示意图

1—太阳引潮，2—月球引潮，S—太阳，M—月球，E—地球；(a) 朔望时地球、月球和太阳的相关位置，(b) 方照时地球、月球和太阳的相关位置

开阔大洋中潮的高度在 1 m 左右，有时更大一些；但在大陆架、水下山顶，特别是在狭窄的海湾和边缘海中，它的高度大大增加，例如在加拿大东北岸的藩迪湾，朔望日的海潮高度达 18 m，在鄂霍茨克海的某海湾达 12.9 m，在白海的干达拉克什湾超过 11 m。涨潮和退潮的运动卷进了整个水层（包括了甚至深海底部），因此在沉积物的搬运和大洋底的沉积作用中，它是一个强大的动力因素。

（3）波浪运动

在风的作用下在海和洋的水面上产生波浪运动。波浪运动时海水的质点在平行风方向的垂直面上作封闭的或几乎是封闭的圆周运动。这种运动向深部传播，但圆周运动轨迹的直径迅速减小。波浪由峰和谷的交替而组成，在波浪中可分辨出如下的成分（图 10.8）：

- 波脊——波的最高点；
- 波谷——波的最低点；
- 波长，也就是由一个波脊（或波谷）到另一个波脊（或波谷）的距离；
- 波高——波脊到波谷的垂直距离；
- 波浪周期——波浪沿传播方向走一个波长距离所需的时间；
- 波的前峰——垂直于波的传播方向的波脊的连线。

波的长度和高度由风力的大小所决定。据资料，4 级风时浪的平均高度为 2.1 m，10 级风时浪的高度增大为 10.2 m，相应地浪的长度也从 51.0 m 增大到 195.0 m。在强大的暴风作用

下,浪的高度可达 15—18 m 或更高。

海浪在向岸的运动中卷入浅海的整个水层,而且由在开阔海中的圆周运动变成椭圆轨迹的运动(图 10.8)。在浅水中,海浪的变形是因为靠近底部,水的运动较在上面的波峰处慢,水

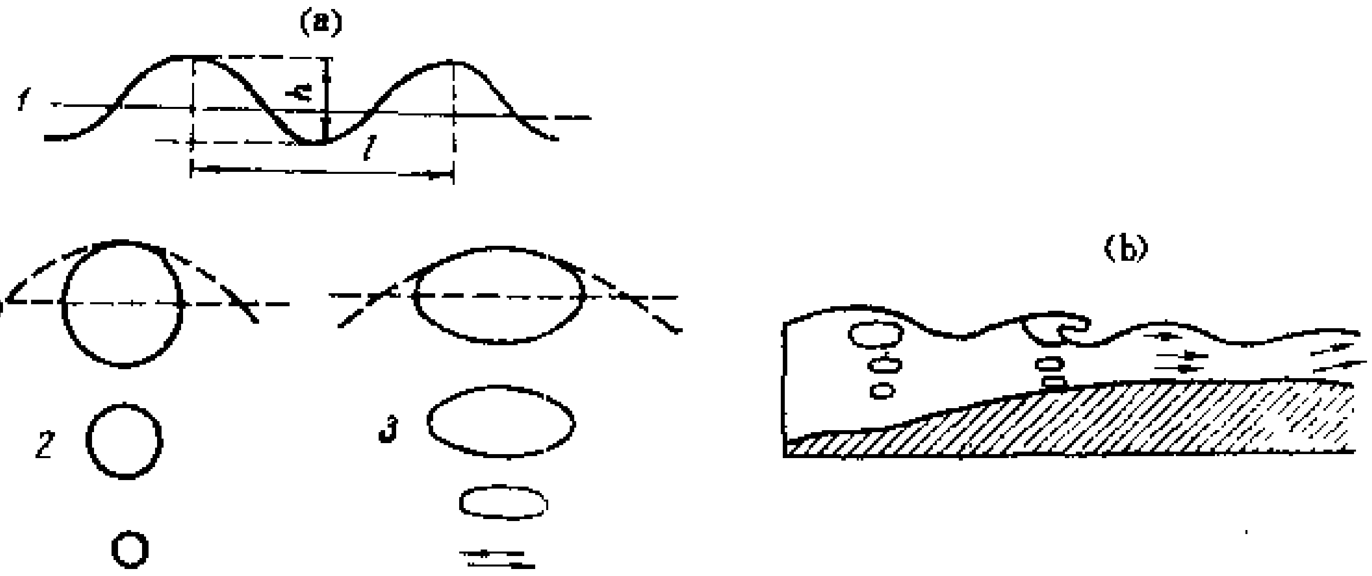


图 10.8 波浪的特征(a)及其在浅海中波脊的翻卷(b)

1—波浪剖面(l—波长,h—波高),2—在开阔海中波浪轨迹的特征,

3—在浅海中波浪轨迹的特征

的振荡运动被前进运动所代替。在浅水中,浪的速率和长度都减小,但高度和陡度都大大增加,它的前坡(朝向陆地方向的坡)特别陡,其结果是发生波的倒转并形成拍岸浪。浪的解体(或倒转)所影响的深度差不多是一个或一个半浪高(有时达两个)。向岸的方向前进的浪搬运着侵蚀的产物。在浅水海岸坡度较缓的情况下,破坏的产物开始堆积在水面线附近,形成海滩。这个过程继续发展,导致形成一个宽的覆盖层带——水上阶地。在这样的条件下,当海平面保持不变时,甚至由暴风引发的强浪也不能达到海岸峭壁,侵蚀作用将被堆积作用所代替。

在较深水的海岸,可以观察到另一种情景。在陡的海底斜坡上,海浪将不解体。当海浪运动到近岸时,其高度和陡度迅速增加,只是到了岸边它们才发生倒转和解体,形成强大的激溅,高度大约是浪高的 2 倍,有时是 3 倍(当有强风暴时)。强风暴发生时,海浪作用带的宽度可达 50—100 m,少数情况下可达 150—200 m,但随海水深度加大,强度迅速减弱。

(4) 海啸

这是一种在水下发生强大地震,也可以是发生强烈火山爆发时所引发的巨浪,巨浪传播的速度可达 500—200 km/h(见第 17 章)。这种现象虽然很少见(几年当中只有一次),但它对海底却有巨大的动力作用,特别是在大陆架和大陆坡区域。由于受阻,巨浪高度很大(到 20—30 m 或更高),并有可能深入大陆很远。与海啸相关的现象是沉砂泛起,滑坡、浊流的形成和海岸的大破坏。

(5) 风暴增涨

在沿岸低地带,当有持续向大陆方向吹的强风时发生风暴增涨。在墨西哥湾风暴增涨的高度达 5 m 左右,在孟加拉湾达 6 m,在列宁格勒也发生过由风暴增涨而引发的水灾。

7. 海和洋的生物界

大海和大洋是各种动物和植物生息的场所。海洋生物的分布和发展受许多因素的控制,水温、盐度、海盆的深度等,深度又决定着压力、氧的浓度等。在正常盐度的海水中有大量的生物,它们被称为窄盐度域生物,如珊瑚、底栖有孔虫、腕足类等。但很多生物可以在各种盐度的水中生活,如高盐度的水和淡化水,这些生物被称为宽盐度域生物,多种藻类、鱼类、两栖类和软体

动物门的腹足纲等属于此类生物。不同盐度对于生物种数量的影响可以从地中海、黑海和亚速海(这三个通过海峡相互连接、但具有不同盐度)的海中生物情况明显地看出:在地中海中生物种的数量超过 7000 种,在黑海为 1200 种左右,而在强淡化的亚速海中仅 100 种左右。

温度对生物的发展也有巨大的影响。在马来群岛海域可以发现最多的生物种(近 4 万种)。而在北海,这个数量减少约 100 倍。海底的深度和构成也有很大意义,在一些情况下决定着底栖生物组合的分带规律。在海盆的每一个具体地段有相应的生物组合——生物群落。死后的动、植物堆积起来,则称为尸积体,以区别于生物群落;其中可以有由海流、拍岸浪等带来的,曾生活在另一种环境的外来生物种。

在海洋中进行的各种作用过程中,生物的地质作用非常之大,在水和生物之间发生着积极的相互作用。为了生长骨骼,生物选择性地利用水中的种种矿物组分($CaCO_3$、SiO_2 等),吸收一些气体,排出另一些气体,从而改变着海水的化学组成。生物死后,遗体堆积到海或洋底,形成生物沉积,或混入其他类型的沉积中。

按海洋生物的生存条件和生活方式,可以将生物分为游泳生物、浮游生物和底栖生物。

游泳生物有在水中自由运动的能力,如鱼类、多种软体动物、水生爬行动物和哺乳动物。

浮游生物不具备自主运动的能力,一生在水中保持悬浮状态,只是被动地随洋流或浪运动着。浮游动物和浮游植物都属于这一类。浮游动物中的最简单的单细胞生物——带灰质壳的有孔虫、带硅质骨骼的放射虫在沉积作用中具有最重要的意义。具有灰质壳的翼足类营被动游泳生活,也属于浮游动物。许多藻类属于浮游植物,其中最具有沉积作用意义的是硅藻,它具有硅质的壳,还有具灰质甲壳的球菌类,在深海区 100—200 m 以上的水层中有特别多的浮游生物。

底栖生物居住在海底,按其移动方式可分成能移动的和不能移动的两类。移动的底栖生物,如海胆、海星、多种软体动物等,其中部分是在海底爬行,不少是在松散沉积物中钻行,或在岩壁中钻洞。有许多生物能在近海底处游泳,但常隐匿在岩石之下或躺在海底,营一种底栖-游泳生活,如某些鱼类。不能移动的底栖生物固着在海底,如珊瑚、苔藓虫、海绵、某些藻类等。大多数底栖生物生活在大陆架区,这里以特别富有动物和植物的食料为特征。随着深度的加大,底栖生物越来越贫乏,单位面积内的数量减少。但在太平洋裂谷带水深 2500 m 处发现了非常丰富的底栖动物(大型的双壳类、蟹类、海葵、海绵等),成为明显的例外。这是因为那里有从裂谷中冒出的热水,构成了一个各种动物得以发展的热水环境。

10.2 海洋的破坏作用

海岸和海底近岸带的破坏作用受以下几方面因素的控制:水浪的冲击;强浪所挟带的众多岩石碎块的冲击;海水对岩石的化学作用。海的破坏作用被称为海蚀,在水体较深的海岸,海蚀作用最为强烈。强大风暴引起的浪击可达 30—40 t/m²,这时不仅引起海岸的破坏,而且还会波及岸边的建筑。

1. 水浪的冲击

在暴风期,水浪的冲击在陡岸的底部表现最强,特别是那些有裂隙的岩石迅速被破坏。因水浪中挟带着岩石碎块,其破坏作用可增强许多倍。水浪和岩石碎块的联合作用导致在海岸的

底部形成拍岸浪蚀洞，它上面的岩石构成悬崖。洞进一步扩大，悬崖就坍塌了，此后又形成新的悬崖，此过程可重复多次，其结果是海岸悬崖不断向大陆方向后退，同时留下一个水下台阶，该台阶微向海的方向倾斜。台阶完全由海岸岩石构成，也可以部分地被松散沉积物所覆盖。水中岩石碎块（海岸破坏的产物）处在不停的运动之中，不断变小、变圆，形成砾石、细砾石和砂，正是由于不停的运动和相互磨擦而形成圆度很好的海岸砾石。

在水下阶地与海岸陡崖之间形成海滩——一个覆盖了砾石、细砾石和岩石碎块的地带。部分碎屑物质被带到海蚀阶地（即水下台阶）以外，形成水下的堆积物。这就是水下堆积阶地形成的开始。海岸发展的每一个阶段都有相应的海蚀阶地和水下堆积阶地（图 10.9）。当这些阶地的宽度很大时，海浪接近向陆后退的岸崖底部时，能量降低了，这可促使海滩的宽度加大。

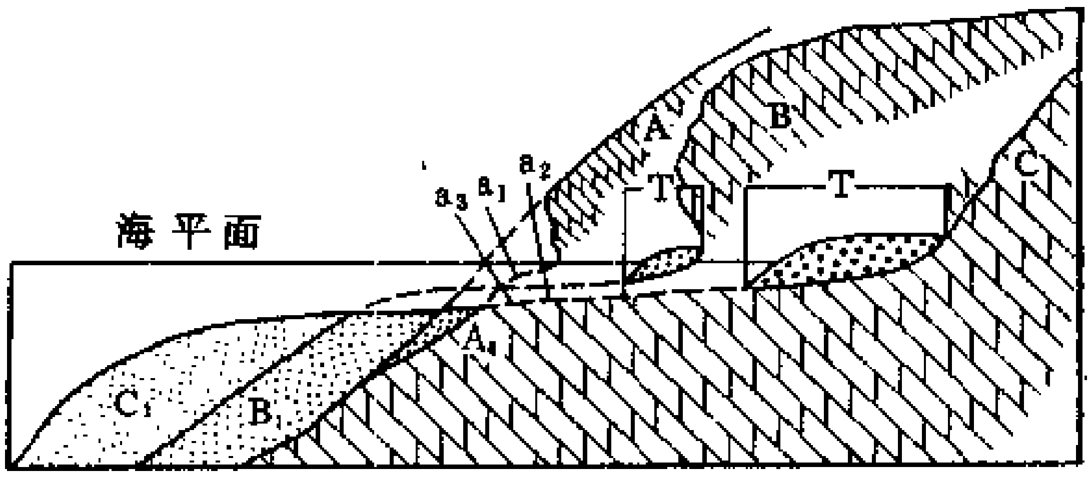


图 10.9 海岸逐渐后退的阶段示意图

A、B、C 海岸后退的各种位置；a_1，a_2，a_3—海蚀阶地，对应于海岸发展的各阶段；A_1，B_1，C_1—海岸发展各阶段的水下堆积阶地；T—海滩堆积

海岸被破坏和后退的速率取决于一系列因素，首先是构成海岸的岩石组成。后退的速率变化在每年几十厘米至几米，北海中格尔格兰德岛的快速侵蚀就是一个明显的实例。在公元 1072 年时它的面积还有 900 km²，可是现在只剩下 1.5 km² 了，这块面积被宽的水下阶地所环绕着。那些由不胶结的和弱胶结的松散岩石（如冰碛物）所构成的海岸特别容易被破坏，而由结晶岩石构成的海岸则破坏缓慢。海岸有两种基本的类型：海蚀型，受强烈破坏；堆积型，这里只有碎屑物质的堆积作用。后一种类型广泛发育在海底平缓、其上覆盖着松散沉积物或有大量碎屑物质来源的河口地区。

每一个海盆都既有海蚀型海岸，也有堆积型海岸，两者之间哪一种更为发育由以下因素决定：海岸线的分异程度、构成海岸的岩石组成和构造要素的走向。当褶皱带的走向与海岸线的方向大体一致时，构成海岸的岩石比较均一的情况下，海岸比较均匀、低缓。当海岸线切过褶皱带的走向，将有相反的情况，即不同的岩石构成海崖，海岸被强烈破坏，海岸线具复杂形态，形成向海洋方向伸出的岬角和深入大陆的海湾。不少的情况下，复杂形态的海岸是由于有河谷或冰川地貌的陆地被海水浸漫以后形成的。

2. 碎屑物质的横向和纵向迁移以及近岸堆积物的形成

当海浪按垂直海岸的方向冲来时，碎屑物质的运动是垂直海岸的。这时砾石和较大的碎屑被搬运至海岸，砂被返回的水流带走，顺坡而下，而中等的碎屑以相等的距离被带上和带下，也就是说，实际上停留在原地，这个区段被称为中线（图 10.10）。随着堆积作用的进行，中线以下的海水深度改变，海浪发生变形的区域也将改变，即离海岸更远，其结果是中线向海洋的方向迁移。这样，在达到平衡剖面之前，海底表面就以这种方式逐渐被改造着。条件改变了，如地壳

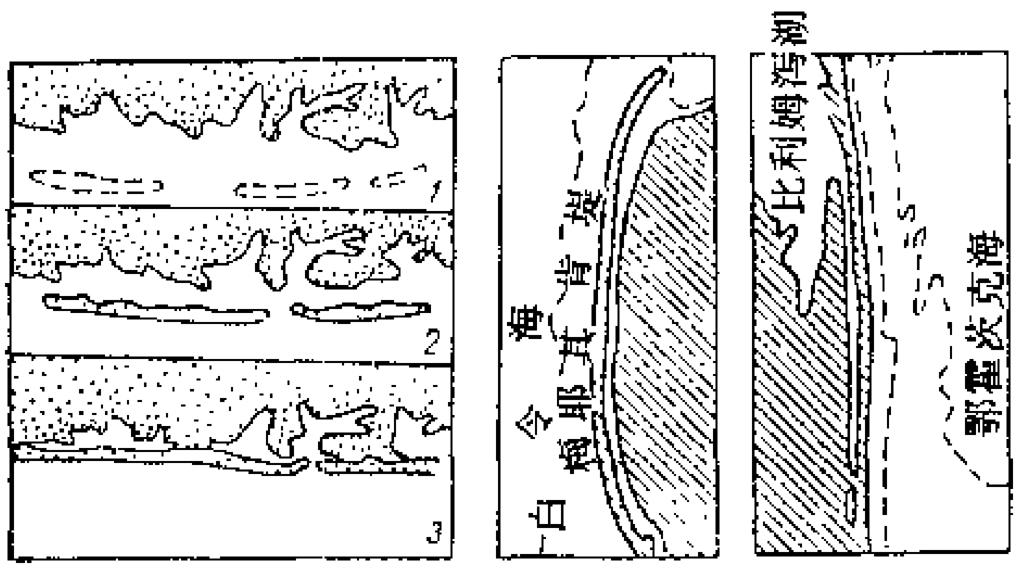
图 10.10　在平缓海底碎屑物的移动

砂被带到更深水中，而卵石被抛向海岸（虚线示原来海底的坡度）

下降了或海平面有升降变化了，原有的平衡被打破，碎屑物质重新被搬运，直至达到新的平衡剖面为止。横向（垂直于海岸线）碎屑物质，在返回的水流（向海洋方向）较弱的情况下，在拍岸浪带的海滩范围内形成岸堤。

除岸堤外，若海底坡度不大，在海的浅水部分，还可形成水下的沙堤。它的形成部分地与海浪在 4—6 m 深处的解体有关，浪解体后水中挟带的砂在这里沉积下来，后续的碎屑物质渐渐使堆积的砂体增大而形成水下沙堤。沙堤在海浪的作用下，其表层的砂可能被卷起，抛到岸边的斜坡上，这样，渐渐地可以和岸堤衔接起来。

最大的沉积体是沙坝（沙洲）——长条形的海洋砂-细砾-砾石（局部地区为贝壳或砂-贝壳）沉积体。它露出水面，位在岸外一定距离，并大体与海岸平行。它的长度达几百公里，宽 20—30 km，高几十米。沙坝常把大面积的海与主要的海、洋盆地隔开。被分隔的海洋浅水部分称泻湖，这里的沉积作用与开阔海洋中的不同。沙坝和泻湖的存在使海岸具有了特殊性质，构成一类泻湖型海岸，大约占总海岸长度的 10%。延长达几百公里的沙坝发育在墨西哥湾、巴伦支海和鄂霍茨克海（图 10.11）。



(a)　　(b)

图 10.11　沙坝发展阶段(a)和沙坝的实例(b)

沙坝的成因问题尚不完全清楚，有人认为沙坝形成于海底坡度突变处，这里可能使浪的强度减小，从而使海水挟带的碎屑物质沉积下来。后带来的碎屑物质使初始的水下沉积体加宽、加高，最终使沙坝露出水面。

较之垂直冲向岸边的情况更普遍的是海浪以某一个角度冲向岸边。在这种情况下，浪的拍岸流及其所挟带的碎屑物质走一曲线路径，如果浪带着大、小不等的碎屑物质，那么它们移动的情形是不一样的。从图 10.12 可见，随着在海滩运动的浪减弱，首先是最大的巨砾停积下来（在 E 点），经一段距离后卵石停积下来（在 F 点），只是砂伴随着海浪走完全程（达到 D 点）。当浪向回走时，巨砾和卵石沿海滩最陡的坡向下，分别达到 B、C 点。当碎屑物质被下一个浪掷起，它们重复着上面提到的运动路径。这样的过程就使沉积物沿着海岸发生移动。有人将砾石

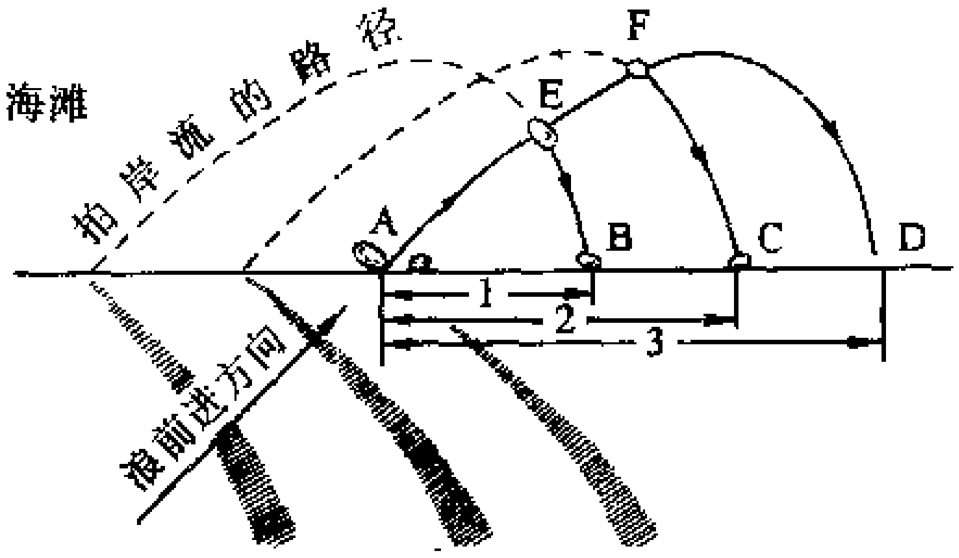


图 10.12 碎屑物沿岸方向移动示意图

1,2,3 巨砾、卵石和砂粒相应移动的距离

涂了颜色，在海边进行观测发现：在三级浪时，单个砾石沿岸的方向以 43 m/h 的速度运动，近 1 m^3 被染色的碎屑物，1 小时内运动了 17—20 m。以 45°角冲向岸边的浪有最大的搬运速度。由于海岸的轮廓和浪冲击岸边的角度不同，可以形成各种型态的堆积体，如在图 10.13 之 a 上可以见到的那样，当海岸有转折时形成沙嘴，海浪在 AB 段是一种体制，浪运动的方向与这一

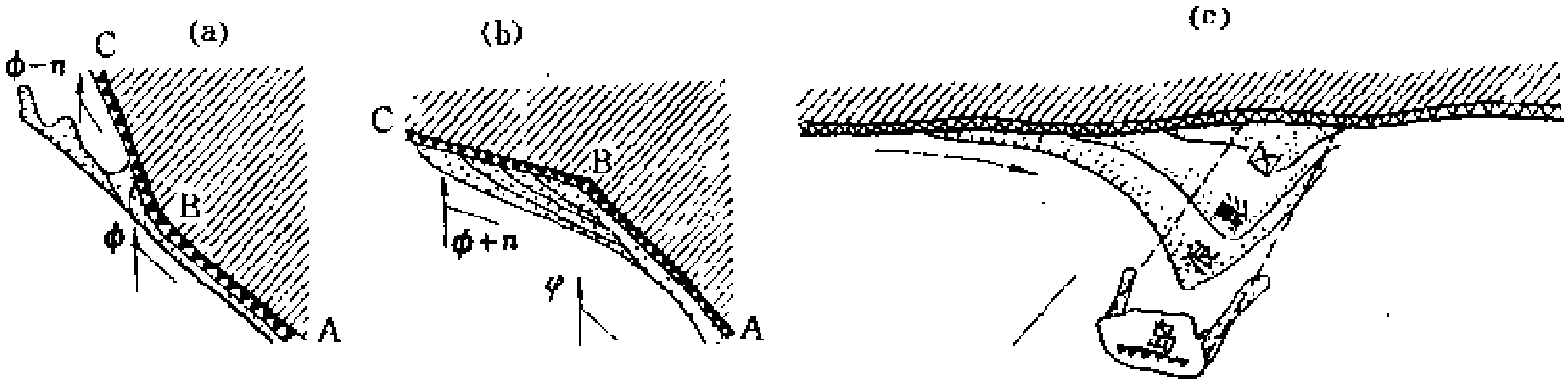


图 10.13 某些堆积物形态示意图

(a) 在海岸线转折处形成沙嘴，(b) 在海岸线向海的方向转折处形成互相连接的堆积阶地，(c) 在海岸受岛屿遮挡处形成陆连岛

段海岸线的夹角是 ϕ，有最大的沿岸搬运速度；在 BC 段(过了海岸转折点之后)，交角 ϕ 变小了 $(\phi-n)$，海浪运动速度和挟带碎屑物的能力都下降了。这样，在靠近海岸转折点处开始沉积，沉积体逐渐增长，其延长的方向与海岸的 AB 段一致，沙嘴可向海中延伸许多公里，形成在水深几十米，有时是几百米的地方，有时沙嘴可达于对岸，这样就使一部分海封闭而形成泻湖。这是一种封闭的沉积体——沙洲。

如果海岸的转折是弯向大陆，则有另一番情景(图 10.13 之 b)。在 BC 段海浪运动的方向与海岸的交角是 $\phi+n$，使沿岸搬运的沉积物运动速度急剧下降，这就在弯向大陆的内角中形成堆积阶地。当靠近海岸处有岛屿存在的情况下，在岛和陆之间也将有特殊的沉积体出现。岛屿受到从海洋方向来的强海浪的冲击。在岛与海岸之间形成所谓“浪影”，在浪影区海浪挟带碎屑物的能力骤减，使碎屑物在岸边开始沉积。这个沉积萌芽体渐渐向岛的方向增长，最终使岛与岸相连结。这样的沉积体被称为连岛沙洲或陆连岛(图 10.3 之 c)。有时从岛向岸，或从岸向岛生成沙嘴。岛岸相连也可以形成泻湖。

10.3 全球大洋中各带的沉积作用

海和洋中的沉积作用与来自大陆的沉积物有密切的关系。这里最重要的物质来源是大陆岩石在风化、剥蚀和其他外营力作用下的破坏产物。这些物质大量地被带入大洋并在它的各部分沉积下来。据资料，从大陆进入大洋的沉积物每年有 253.3×10^8 t。这个总量中包括：河流带来的碎屑物质 185.3×10^8 t；风带来的碎屑物质 16×10^8 t；冰川带来的碎屑物 15×10^8 t；海蚀造成的碎屑物 5×10^8 t；水带来的溶解物质 32×10^8 t。进入大洋的火山物质也有重要意义，其数量大体上是每年 20×10^8 t 左右。这样，每年进入海洋的沉积总量在 $(270—280)\times10^8$ t（其中80%以上是碎屑物质）。海水不同形式的运动将这些沉积物带走、分选，并在这样或那样的深度处沉积下来。

在海和洋中还有自身产生的沉积物——生物的沉积物（$\sim18.2\times10^8$ t/a）。浮游的和某些游泳的生物在生物沉积作用中有特别重要的意义。

沉积过程被称为沉积作用，根据物质的来源和物质的组成可以分出几种海洋沉积物：

- 碎屑沉积物，它们是被带入海盆的大陆岩石的破坏产物；
- 化学沉积物，通过化学途径在海水中沉积的物质；
- 生物沉积物，由生物遗体的堆积在海底形成的；
- 火山沉积物，水上或水下火山喷发的产物；
- 多成因沉积物，由许多因素联合作用的产物。

在海洋不同的带，海底沉积物的组成及其中各类沉积物的比例是不同的。现代沉积由气候带、与洋底深度和地貌有关的垂直分带和环大陆的分带（距大陆的远近）几个基本因素所决定。

每个气候带都有自己特征的温度以及海水和大气的交换关系，同时有自己的沉积组合。例如在近南极洲的带，以粗大的冰川和冰山沉积物为主，在化学风化过程强烈的热带和温湿气候带，由大的河流所带来的主要是泥质物质。在海或洋底生物沉积物的分布一般来说也与一定的气候带有关。但有时这种相关性因有海水的垂直运动和固定的洋流而显出相当的复杂性。

垂直分带性表现为碎屑物的粒度随深度增加和底层海水运动减弱而减小。在生物的，特别是碳酸盐沉积的形成中，垂直分带性有更大的意义，碳酸盐只是在临界深度以上才得以保存。

大洋沉积物的环大陆分带性表示在图 10.14 中，沿大陆的近岸处和水下的大陆边缘区，碎屑物质有最广泛的分布，但碎屑物也以一定的数量出现在其他类型的沉积物中，甚至在大洋的中部也有所分布。碎屑沉积物可以分成：粗的碎屑沉积物——岩块、巨砾、砾石、细砾石，砂质沉积物，泥质沉积物。

由于控制沉积物进入大洋的地理环境的不同以及生物的发育，海洋沉积物一般分成以下几组：

- 近岸沉积物；
- 大陆架沉积物，或亚近岸沉积物；
- 大陆坡及其坡脚的沉积物；
- 海底或海渊沉积物。

1. 近岸沉积物

这些沉积物形成于**海岸带**。这里当涨潮时被海水淹没，退潮时又露出水面。近岸区的水动

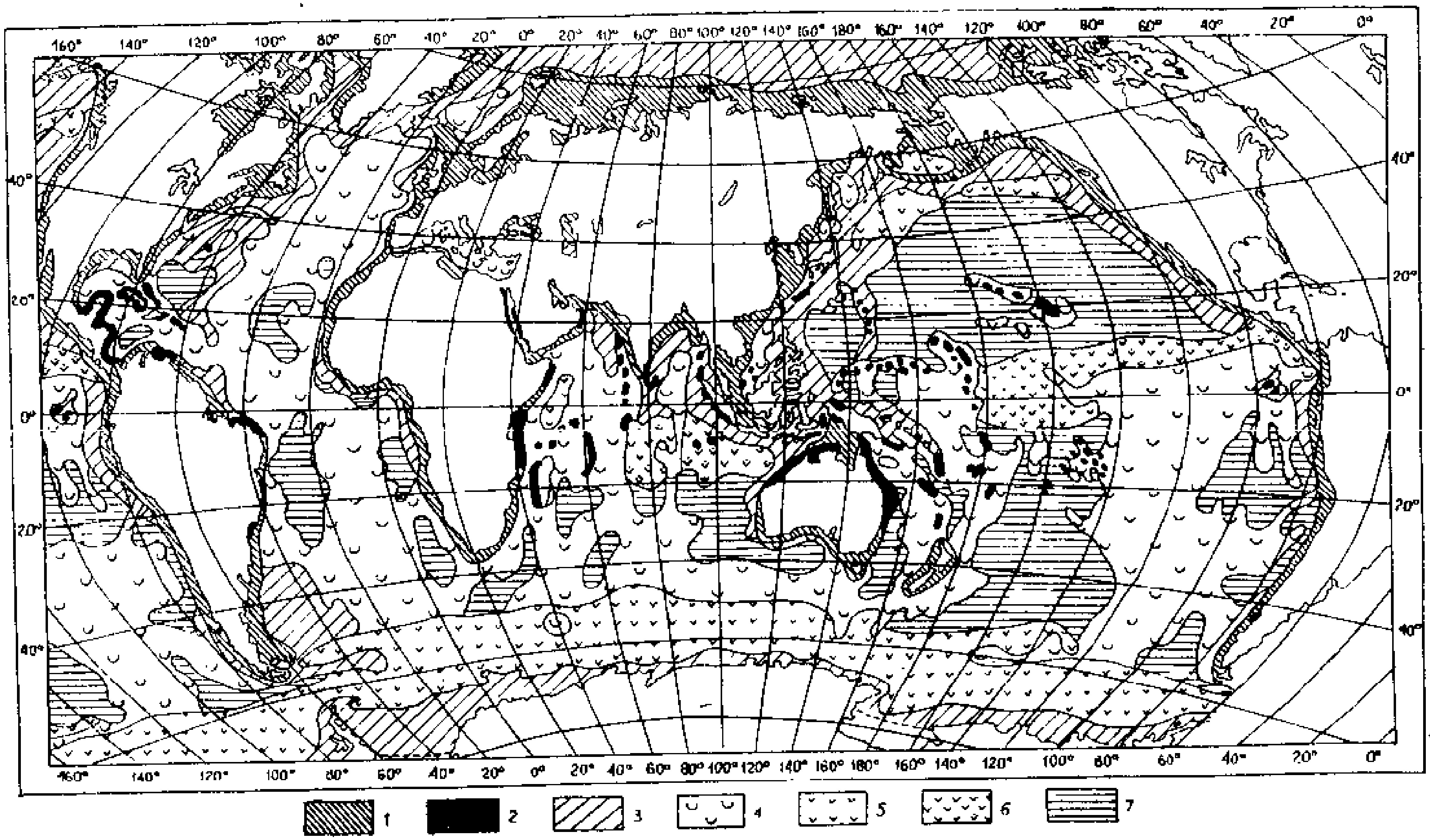


图 10.14 全球大洋洋底沉积物

1 近岸和大陆架的沉积物，以碎屑为主；2 珊瑚礁沉积；3 半深水，主要是碎屑沉积物（在火山区是火山碎屑），也可以是冰碛物；4 有孔虫及其他深海碳酸盐沉积；5 硅藻沉积；6 放射虫和硅藻-放射虫沉积；7—红色软泥

力学体制是周期性陆、海环境的交替，强的浪和拍岸浪，决定了其沉积物的多样性，也就是沉积物在相对较小的距离内，以及随着时间都有变化。在高的陡岸近处，坡度较陡，沉积粗的沉积物大的岩块、磨圆的砾石和细砾石，各种粒度的砂；有时在近岸的水下部分露出被磨蚀的基岩。这里生长着固着于岩壁上的或在其中钻孔的生物，钻孔是为了避免浪的打击。在拍岸浪带的海滩上形成由砂-细砾-砾石构成的岸堤。在强风的作用下，在海岸带常形成几条岸堤，高的一条相应于浪的最大高度，形成于最强的风暴期。在岸堤沉积物组成中，局部可见被海浪抛来的海生生物壳的堆积，以后有可能形成介壳灰岩。在岸堤后面（向陆方向）的近岸低地中，局部构成沼泽化的条件，有泥炭形成。泥炭与海洋沉积互层，说明不时有海水的侵入。

当海滩表面坡度不大时，沉积粒度不等的砂，由粗、中到细粒，堆积在沙滩和风暴堤的后面（向陆方向），在现在的海岸常发育沙丘。在与大陆平原相邻的海中，由于海底坡度小，构成海岸的岩石为松散沉积，在涨潮和退潮的作用下，在海滩上形成泥质砂、粉砂和泥。退潮时近岸的泥质沉积露出，称为**淤泥**，作为堆积岸的一部分；在大潮或大的增涨浪来临时被淹没，淹没部分称为**海边低湿地**，这里有特征的沼泽植物组合，细的泥与泥炭或其他生物沉积组成韵律式互层。

热带平缓的泥质海岸带是广阔的沼泽化区，具有特征的植物组合——红树群落（红格尔林）。浓密的树林使波浪减弱，促使悬浮的细碎屑物质和大量的生物物质沉积下来。此后，这些沼泽化近海低地的沉积物可能变成煤。在地质历史中曾有过若干次这样的成煤机会。

2. 大陆架沉积物

海盆的大陆架区具有以下沉积作用的一系列特征：

● 强浪使进入海盆的沉积物产生分异作用并被进一步搬运；

● 在大陆架区，特别是深 100 m 以上的部分，有充足的阳光和温度，生物界非常繁盛和多样。在大陆架区发育有各种类型的沉积物——碎屑沉积物和化学沉积物。

（1）碎屑沉积物

碎屑沉积物分布最广，这是因为这里距陆地较近。由于水动力条件、海底的坡度和离岸距离的不同，而有不同的沉积物。在海底坡度大的深水高岸附近，沉积物依粒度进行机械分选。在海滩及其邻近地区的水下部分沉积粗碎屑物质——巨砾、砾，向海的方向为砂，离岸更远处为粗粉砂的泥，再远，渐被大陆坡的粉砂、粉砂质泥所代替。砂质沉积带的宽度和砂沉积的最大深度取决于大陆架的宽度和由河流搬运来的砂的数量。在一些内海中，砂和粉砂质泥的界线在水深 20—50 m 处，而在大洋中，这个界线降至水深 80—100 m 或更大的深度。

沉积物粒度随水深的增加和离海岸越来越远而减小，但这个规律被许多因素所复杂化：

● 大陆架区地形有很大起伏，存在着盆地和隆起（残留的陆地表面形态）；

● 在不同的气候带中，由河流带来的沉积物的构成不同；

● 海流的作用以及其他因素等。

在赤道的湿热气候带，大河冲刷着很厚的风化壳，向海洋中带入的主要是泥质物质（占固体物质总量的 90%左右），在海底形成很宽的泥质沉积带。

冰川和冰块沉积物属于一种特殊类型，其沉积物主要是冰从大陆向海洋运动过程中所挟带的碎屑物质，广泛分布在高纬度地区。这是一种不均一的、分选差的沉积物——各种大小的漂砾、砾、砂-粉砂和粉砂物质。环绕南极大陆有特别宽的这样的沉积带，它们不仅分布在大陆架区，也分布在大陆坡和大陆坡脚区

（2）生物沉积物

在大陆架区生物沉积有相当广的分布，各类动、植物从水中汲取化合物（主要是 $CaCO_3$、SiO_2，较少的是 P_2O_5）造就自己的骨骼和甲壳。对大陆架区沉积物特别有意义的是那些吸收 $CaCO_3$ 的甲壳生物——软体动物、海胆、游泳的有孔虫、藻类和珊瑚等。

生物碳酸盐沉积主要是介壳、砂、珊瑚礁及其被破坏的产物。介壳和砂质生物沉积在大陆架区以点状或带状的形式分布。在一些地方可以见到由介壳、有孔虫和藻类所形成的砂。

在大洋的热带区分布着珊瑚礁。在珊瑚礁的发展中有珊瑚的世代交替。在珊瑚礁的构成中不仅有珊瑚，还有灰质藻、苔藓虫、软体动物、海胆、有孔虫等其他吸收 $CaCO_3$ 的生物，然而礁的骨架是珊瑚和藻类。珊瑚礁的正常发展需要以下条件：

- 水温不低于 18—19℃，不高于 35℃（最适宜的温度是 23—25℃）；
- 水深不大，不深于 50—60 m，极少情况下达到 70—80 m（理想的深度是 10—15 m）；
- 海水盐度正常（近于 30—35‰）并且足够透明；
- 水中 $CaCO_3$ 饱和；
- 有珊瑚生长所必需的氧气。

最后一个因素是珊瑚礁向洋方向生长的基本原因——向洋方向有不断富氧和食物的新鲜水流。这样，珊瑚礁的分布特别明显地显示出气候的和垂直的分带性。

珊瑚礁可分成三种基本类型：

- 沿岸的或边缘的珊瑚礁，它们靠近海岸，沿海岸分布，局部宽度可达几百米。
- 障礁，沿海岸分布，但以宽广的泻湖和海岸分开。位于澳大利亚北东岸珊瑚海中的大堡礁就是这一类型中最为壮观者。它延长 2000 km，平均宽度 150 km，厚 150 m，分开礁和岸的泻湖宽度在北部为 10—40 km，南部为 150—180 km，深度 20—50 m，局部深 70 m，在泻湖中也有障内礁（图 10.15），大多数障礁环绕岛屿分布。

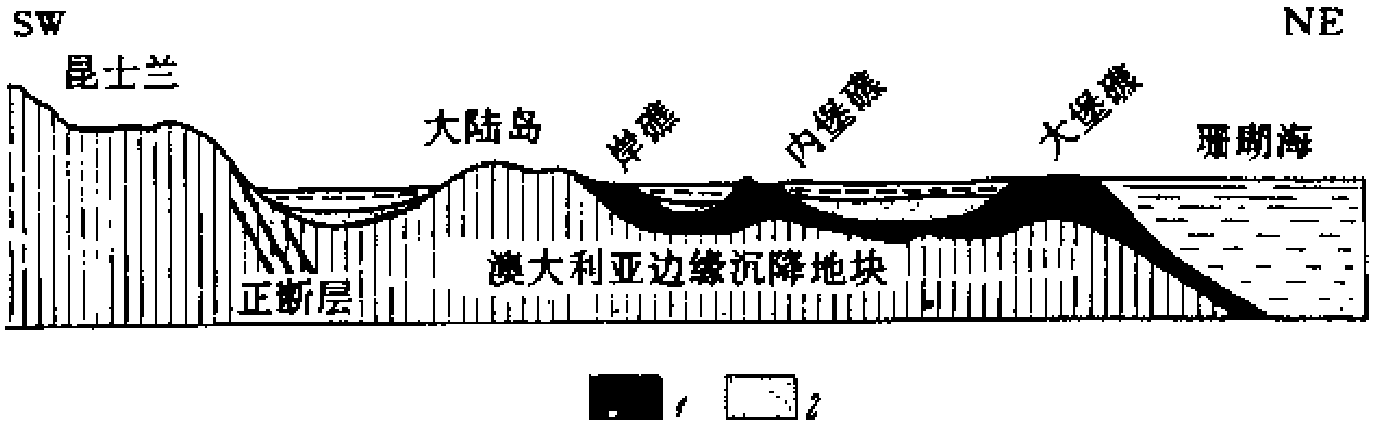


图 10.15 表示大堡礁与昆士兰海岸关系的剖面图

1—礁，2—泻湖与海流沉积物

- 环形珊瑚岛——环形的中部为封闭的或以海峡与开阔海相勾通的泻湖，宽度几百米到几公里。障礁和环状珊瑚礁有的地方厚度很大（大于 1000 m），这只能用海底缓慢下沉，珊瑚体的增长速率来得及补偿海底下降的速率来解释。这种现象首先由达尔文发现，他解释了处于各发展阶段的珊瑚礁（图 10.16）。在开始阶段形成岸礁，例如环绕火山岛的岸礁。岛的缓慢下沉与同时的礁的生长，使岸礁转化成障壁礁，在礁和岸之间形成泻湖。当岛进一步下沉，完全没入水下以后就成了环状珊瑚礁。澳大利亚的大堡礁形成于下沉地壳断块的边缘。

礁被破坏的产物也属于珊瑚沉积类。它们在大洋边缘形成宽的环，深达 1500—2000 m 或更深。

化石状态的礁以大的块状体形式存在于不同时代的岩石之中。由于礁灰岩孔隙度大，是石

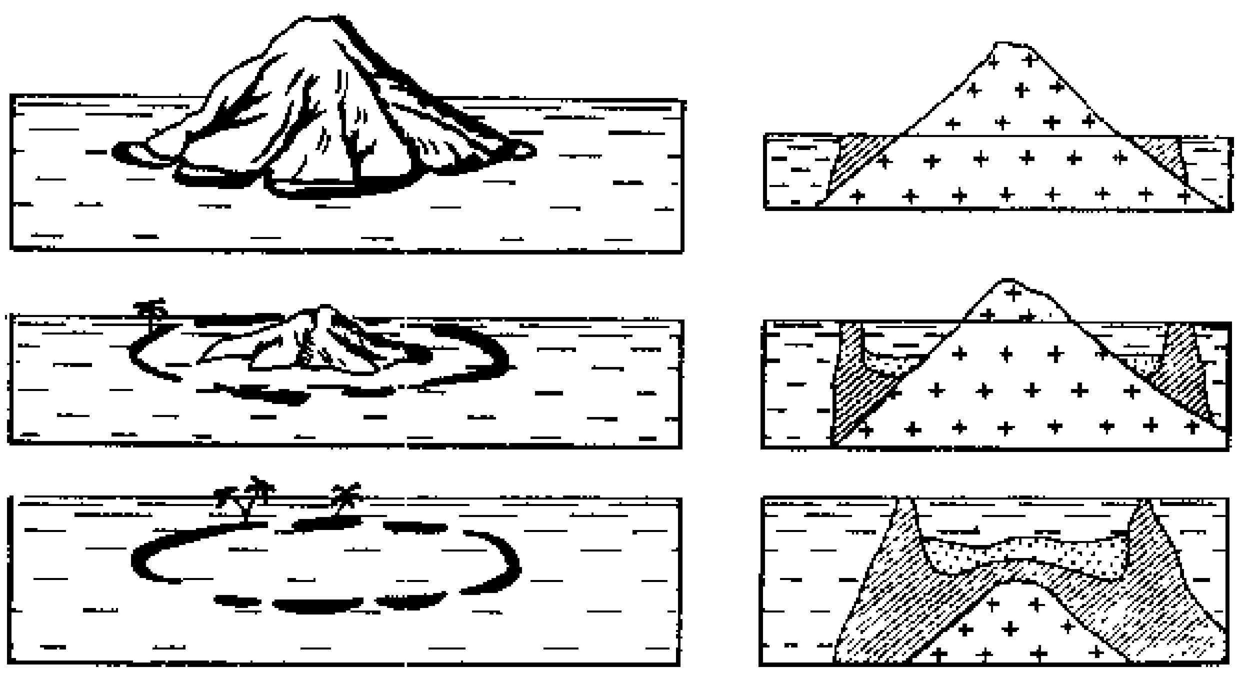


图 10.16　环形礁的形成

油和天然气的储层。

（3）化学沉积物

化学沉积物中以碳酸盐沉积意义最大。在与低平海岸相邻的内海和边缘海的浅水带，加之以相当高的温度条件，是最有利于 $CaCO_3$ 沉淀的。它们也在海滩、障壁的泻湖和环状珊瑚礁等地沉积。当深度不大时，海水一直到底都是温的，这里生活的植物大量吸收 CO_2，使它的含量达到最小，从而破坏了碳酸的平衡，造成水中 $CaCO_3$ 的过饱和而沉淀。碳酸钙以被称为鲕状的小球状沉淀下来，形成鲕状灰岩，或者以细粒的灰质砂和泥的形式沉淀。在大陆架区的各种碎屑的和碳酸盐的沉积物中可以发现 Fe、Mn 矿，它们在海底的形成与河流和地下水以胶体形式带来的铁锰的氢氧化物有关。

在大陆架以及与之相邻的大陆坡的部分地区可见磷酸盐沉积。它们分布的地区与深水上升到表层的地区以及冷、暖水流相混合的地区相符。似乎深水中 P_2O_5 含量富得多，但由于 CO_2 数量也很大，所以并不发生沉淀。当深水上升到浅水带，如大陆架区，CO_2 少了，这就促成了 P_2O_5 的沉淀。

3. 大陆坡及大陆坡脚的沉积

大陆坡及其坡脚主要覆盖从大陆搬运来的碎屑沉积物。碎屑沉积物主要是粉砂、粉砂-泥和泥，有较少的砂。据统计，大陆坡表面的 60%被粉砂-泥和泥所覆盖，25%被砂、5%被生物沉积所覆盖，而 10%左右的表面没有现代沉积物，基岩出露海底。

（1）沉积物的颜色和成分

大陆坡脚（或大陆基）的碎屑沉积主要是各种颜色和成分的泥，按颜色可分成蓝色、红色、黄色和绿色的泥。

蓝色或暗色的泥广泛分布在温带和寒带深 200—3000 m 的地方，通常是蓝-黑或钢灰色的粉砂-泥和泥，部分地区有更粗一点的砂混入。蓝色泥的一个显著特点是含有分散状态的生物质及小颗粒的黄铁矿，证明它处于还原条件中。在蓝色泥中有具碳酸盐骨骼的（占 12.5%）以及较少的具硅质骨骼的浮游生物。

红色泥所占面积小得多，主要由高岭石和蒙脱石所组成，发育在赤道带并邻近大的热带河口（如亚马逊河、刚果河、伊洛瓦底江、印度河等等）。红色或褐色的泥带入大洋与红色风化壳的剥蚀有关，同时，还有生物沉积物，主要是具有碳酸盐和硅质骨骼的简单浮游生物的堆积。中国的黄海和东海发育黄色泥，这与黄河和长江不仅带来风化壳产物而且带来大量黄土有关。

绿色泥和砂发育在某些底层水具有很大活动性的大陆架（深 200 m 左右）和大陆坡（深 1500—2000 m）区。绿色泥与其他泥相比较，以颗粒较粗为特征，常可见到砂（有时甚至是细砾）与粉砂和粉砂-泥在一起。绿色或灰绿色主要是因有大量海绿石矿物（>50%）的存在，海绿石或者从大陆带来的胶体溶液中沉淀，或者是海底铝硅酸盐砂分解的产物。绿色泥中有时含>30%的 $CaCO_3$，构成灰质泥。在太平洋的南美海岸、日本岛、澳大利亚等地都有海绿石砂。在绿色的海绿石砂中，也在同成分的沉积岩中常可发现磷酸盐结核。

（2）沉积物的种类

由分选不良的冰川和冰山碎屑物形成的沉积，在高纬度区以及大西洋和印度洋的南部，不仅发育在大陆架区，也发育在大陆坡区。北半球的格陵兰附近和北冰洋中的一些地方，有分散的冰川和冰山沉积物。

大陆坡范围内化学的或生物的泥主要是具有碳酸盐的或硅质骨骼、壳的浮游动物和植物死后堆积而成的。

翼足类和翼足-有孔虫泥由细小的软体动物—— 翼足类的文石（$CaCO_3$）壳构成，大多数情况下与之共存的还有简单的浮游动物有孔虫，在大西洋、太平洋和印度洋的热带和赤道区，在水深 400—2000 m，有时可以在深度达 3000 m 的水下隆起之上有一片片孤立存在的这类泥。有资料表明在地中海、红海和亚丁湾也有翼足类-有孔虫泥。

靠近水上或水下火山处可见到火山沉积物，围绕着火山组成宽的晕圈。在大多数情况下，在远离火山的各种成因的海洋沉积物中可以发现散布的火山碎屑物质（火山灰等）。在太平洋边缘，沿着太平洋火山带靠近大洋中部的水上和水下火山处，火山沉积物和富含火山碎屑物质的沉积物有着最广泛的分布。

（3）沉积物的成因

大陆坡脚的沉积物与具有强地质过程的大陆坡紧密相连。大陆坡的坡度、地震、海啸和底流使大陆坡的沉积物处于不稳定状态。在形成大陆坡脚和大陆坡下部的沉积物的地质过程中，最主要的是滑坡和浊流。

● 水下滑坡。在大陆坡较陡的部位，或者无沉积物或者只有很薄的沉积物，近大陆坡底部，沉积物厚度加大，到了大陆坡脚，沉积的厚度最大。上述情况在很大程度上是因松散沉积物从坡上向下滑和流动所造成的。滑动沉积物的表面以具有不平的凹凸表面为特征，而沉积物本身是混杂揉皱的，有时发育褶皱。在很多切割大陆坡的峡谷中也有沉积物的滑动和垮塌。

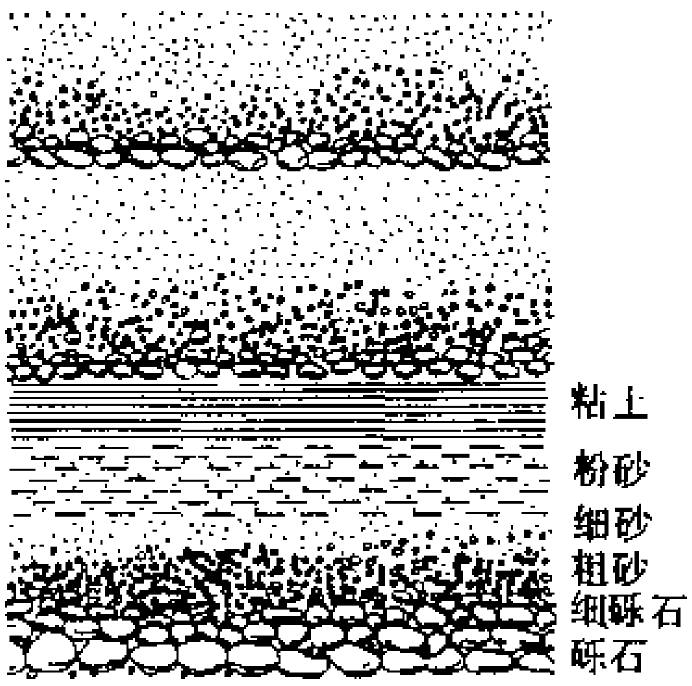


图 10.17 浊流沉积的递变层理

● 浊流。浊流也是在大陆坡上物质的沉积物被搬动的一个强有力的动力因素。浊流是一种液化的泥质沉积，以底流的形式沿大陆坡向下运动。由于它密度较大，不与周围的海水相混合，沿海底向下运动的距离很大，常达几百公里，有时超出大陆坡及其坡脚的范围，达到深海底。浊流主要发生在水下峡谷中，利用这些峡谷搬运大量沉积物质，浊流在水下峡谷的运动过程中，对它的底和侧壁都有侵蚀作用，到了下部（水深>1500—2000 m）沉积过程开始。在峡谷

出口处，在大陆坡脚有最大量的沉积物，形成巨大厚度的冲积扇。相邻峡谷的冲积扇常相连，构成一个统一的波状沉积体，向深海方向倾斜和减薄。在冲积扇的表面常有侵蚀作用，形成类似河谷那样的水道，水道两侧被堤状隆起所限，在有些地方，水道可延至深海平原。在大陆坡区和大陆坡脚区都以发育碎屑沉积为主，但局部有混合的碎屑-生物沉积。

在浊流沉积中可以见到碎屑物质按粒度的有规律分布：较粗的颗粒沉积较早，位于一层的底部，而向上为越来越细的颗粒。这样就形成了所谓递变层理(图 10.17)，具有这种层理的浊流沉积称浊积物，而由浊积物构成的沉积层称为复理石。

4. 大洋底或深海沉积物

发育在大洋中离海岸最远的部分，以不多的碎屑带入为特征，并以生物的和多来源的沉积物为主。

(1) 生物沉积物

生物沉积物中主要是浮游生物的甲壳、有孔虫的碎片等，属碳酸盐的包括有孔虫和球菌类灰质颗粒；硅质的有放射虫和硅藻。

● 有孔虫沉积。在深海平原范围内，有孔虫沉积主要由细小的(0.05—0.26 mm)浮游有孔虫碳酸钙壳所组成。有孔虫属于 Globigerinidae 科(中纬度区)和 Globorotolidac 科(在低纬度区)，有时这些沉积按有孔虫的科命名。在有孔虫泥中还可以见到其他生物—— 灰质球菌类，很少的腹足类和双壳类、珊瑚礁破坏的产物以及碎屑、主要是一些泥质颗粒。大部分有孔虫泥的 $CaCO_3$ 含量>50%，有时达到 90—95%。有孔虫泥分布的深度在 2000—3000 m 至 4500—4700 m 之间，有明显的垂直分带性。大洋深处的冷水 $CaCO_3$ 强不饱合，因此有孔虫的灰质壳在达到海底之前就被溶解了。资料表明，大洋中 $CaCO_3$ 的溶解在 4000 m 深处开始，到 4500(4700) m 溶解作用特强。因而 4500 m 的深度被视为碳酸盐沉积作用的临界深度，在这个深度以下只发育硅质的和多元的沉积物。应该指出的是，这个深度随地点和时间的不同是可以变化的。

在砂和粗粉砂沉积的地方(常是水下隆起的顶部)有保存完整壳的条件。在较大的深度，特别是在近于临界深度处，有孔虫壳都解体成很细小的颗粒，形成碳酸盐泥或粉砂-泥，一般为白色，有时带点玫瑰色，最纯的有孔虫泥很像白垩。

● 球菌-有孔虫沉积。在温湿气候带，特别是热带，除有孔虫外，有灰质外皮的微体黄-褐藻(一种球菌)也具有重要的沉积意义，它与有孔虫的比例是可变的，有时以有孔虫为主，有时以这种微体藻类为主。

● 硅藻沉积。硅质生物沉积中最广泛分布的是硅藻(约占 70—75%)，由硅藻的蛋白石壳组成。硅藻在冷水中最富，所以硅藻泥构成南、北两个明显的带(图 10.14)。南带宽 900—1200 km，环绕南极洲分布，在近南极的洋区，硅藻泥中 SiO_2 含量最高(达 70—72%)，向北，SiO_2 的组分减少，$CaCO_3$ 的组分相应增加。按粒度看，硅藻泥一般属于粉砂-泥和泥，泥级的沉积都是被破坏了的硅藻皮。除硅藻外，在沉积物中还可以见到冰山带来的碎屑物质，个别地点还有火山物质的混入。

北带中硅藻泥不构成完整的环带。它们分布在太平洋北部、鄂霍茨克海和白令海。在这些沉积物中 SiO_2 含量较之南带者低(10—30%)，只是在白令海的南部和鄂霍茨克海中 SiO_2 的含量才超过 30%。

由于硅藻的皮不溶解于水，因此可以达到任何深度。它们分布在大陆架区、大陆坡区和深海平原区，甚至也在深海沟区(千岛-堪察加海沟、马里亚纳海沟)，它们主要分布的深度是

1000 至 5000—5500 m。

在赤道区分出一特殊的硅藻沉积亚类，由一种喜热的硅藻类的皮所组成。在西太平洋以孤立片的形式存在于低洼的地方，其 SiO_2 的含量为 30—50%或更高些，它分布的深度在碳酸盐沉积临界深度以下，由 4500—4700 m 直到深海沟。

● 放射虫硅质沉积。由单细胞浮游生物——放射虫的硅质壳的堆积而成，其中除放射虫外，有时还有属于赤道生物组合的硅藻皮、红色大洋泥等。放射虫泥是最深的海洋生物沉积。它分布在临界深度以下，从 4500 m 到 6000 m 的深海盆地。在较浅的深度，放射虫泥只以碳酸盐（有孔虫）中不多的混合形式存在。这里碳酸盐沉积物形成的速率远较硅质泥快。在太平洋、印度洋的赤道带，由于有适合的条件，浮游动、植物大量繁衍，但那些碳酸盐质生物遗体在临界深度以下都被溶解了，所以这里只有成片分布的放射虫泥。在太平洋西部，放射虫泥中有大量的赤道硅藻，构成硅藻-放射虫泥。

如上所述，放射虫泥的分布明显表现出气候的和垂向的分带性。

（2）多元沉积物（红色的深水泥）

它在大洋深水盆地中占很大面积，与临界深度（4000—6500 m）以上的碳酸盐浮游生物泥呈过渡关系。红色深海泥还在 100 年以前的“格罗马·挑战者”号的首次探险时已被发现。它是一种赭色或赭-褐色、巧克力色及其他色调的泥，稍含铁、锰，是大洋沉积物中最细的，其中粒度<0.005 mm 的泥质物占 70—75%，有时达 90%。据国外海洋研究机构的广泛研究，红色深海泥是复杂的多元沉积物，它包括多种组分：

● 有孔虫的未溶残余；

● 由河流搬运来，并被各海流以悬浮状态继续搬运至深海的碎屑物中的泥质和胶体质点；

● 风尘；

● 陨石微粒——镍铁质球粒；

● 继续搬运的火山碎屑；

● 冰山带来的碎屑；

● 放射虫和硅藻的硅质残余物；

● 不溶的脊椎动物残留物——鲨鱼齿（为主），鲸鱼听觉器官中的骨片等。红色深水泥中存在着可察觉的陨石物质和火山碎屑物质，说明它在大洋深水盆地中的沉积速率不大（1 mm/ka 左右，即每千年 1 mm）。

具有红色泥和放射虫泥的大洋深水部分有广泛分布的铁锰矿。铁锰矿表现为黑色的、褐-黑色的结核，结核一般圆形、瘤形或饼形，直径从几毫米到 10 cm，常见的是 2—5 cm。海底照相和采样发现，铁锰结核形成在深海泥和硅泥质放射虫泥的表面，或最上层（10—20 cm 以内，有时稍深一些）。结核聚集的形式不一，有的成片，有的像石子路上卵石那样，呈连续分布。除结核外，还有以被壳形式附着于火山和火山-沉积岩表面的铁锰矿。在太平洋的丘状深水盆地中锰结核有最广泛的分布，在印度洋次之，而在大西洋中则少得多。

铁锰结核含 30 种以上的化学元素，其中最主要的有 Mn、Fe、Co、Ni、Cu。对太平洋中铁锰结核总量的初步估计不一致。有资料说，在太平洋中结核矿最集中的带，储量可达 3,400 亿吨或更多一些。结核的形成可能是由于：

● 水中悬浮的铁锰物质沉于海底，以后在沉积物的上层被改造成核形（沉积型）；

● 元素从较深层的还原环境运移至较浅层的氧化环境，并在水-沉积接触带形成结核（成

岩型,见后)。

除铁锰结核外,在大洋中脊裂谷处还形成富 Fe、Mn、Cu、Zn 及其他一些分散元素的特殊含金属沉积。它的形成与带有各种元素的热水溶液的溢出有关。红海裂谷提供了一个实例,这里含有 Fe、Cu、Zn 及其他元素的热水溶液从 2000 m 深处溢出。

据资料,太平洋中多元沉积所占面积最大(占总面积的 39.43%),而碳酸盐生物沉积所占面积略小(33.63%);在大西洋和印度洋则是另一种比例关系,那里,碳酸盐生物沉积占到 53%以上(面积),而多元沉积和其他类型的沉积占较小的面积。在印度洋中,硅质沉积的作用加大(占 12.50%),主要是硅藻泥。

在大洋底,松散碎屑沉积物的厚度从 0—50 m 到 2—3 km 或更厚,平均 300—400 m。较大厚度沉积物可在热带的大洋边缘发现,靠近大的河口处,这里有大量沉积物质,在大陆坡脚处沉积物厚度最大,局部可达 15—20 km。这里是滑塌沉积带,是陆源物质最主要的沉积带。在大洋中脊区,松散沉积物分布不均匀,厚度最小,在这里沉积物主要分布在高起的山峰、山脊之间的低洼处,深海沟中的沉积物厚度一般 1000 到 2000 m,局部达 3000 m,但有时只有几米(如智利-秘鲁海沟),最大厚度在 4000 m 左右(波多黎各海沟)。

10.4 泻湖和咸化水盆地中的某些沉积物

被堤或其他障碍所分隔的泻湖有特殊的沉积过程。与正常海水的盐度相比,泻湖的最基本特征是与海水的盐度不同。海水的正常盐度受到破坏,原因在于:强烈蒸发造成海水盐度提高,直至完全饱和;河流带来的淡水使泻湖水的浓度降低。

1. 泻湖中的沉积物

与里海以海峡相连的卡拉-博卡斯-格尔湖是一个咸化泻湖的典型例子:进入该泻湖的黑海海水,在炎热而干燥的气候条件之下被强烈蒸发,盐的浓度较里海水高 20 倍;冬季,在卡拉-博卡斯-格尔湖中沉淀芒硝($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$),其大部分在夏季又被溶解。水补给的变化造成溶液浓度的变化,引起其他盐类的沉淀。例如 1980 年时,这里除芒硝外开始有石盐(NaCl)沉积,这是由于里海海面下降,供给泻湖的水量减少而盐的浓度提高了。据资料,有记载的卡拉-博卡斯-格尔湖的盐度提高有三次。钻探发现,在现代盐类沉积层之下有一层碳酸盐-石膏泥,向下为中间的一层盐,为石盐和钙芒硝[$CaNa_2(SO_4)_2$]。再向下为下含盐层的盖板——泥,下含盐层由石盐、芒硝、芒钙硝和白钠镁矾[$Na_2Mg(SO_4)_2$]组成。随里海水通过海峡,还带来大量浮游生物,死后被埋在黑色泥中,并产生大量的 H_2S。

在珊瑚礁泻湖中也有特殊的沉积,主要沉积碳酸盐物质—— 各种生物(珊瑚、灰质藻类、有孔虫)碎屑和细小的岩屑。红树林灌木有时在泻湖中发育,特别是在一些大的障壁礁地区。

2. 卤水盆地的沉积

在许多地区的沉积物中常发育有厚的盐层(**蒸发岩**),而现在这些盐层处在距地表较大的深度处。在各地质历史时期,干燥气候条件下的大型卤水海盆中曾形成过盐类沉积。这些大型卤水海盆或者是位在陆表海边缘的大型盆地,或者是陆内的半封闭卤水海。海水通过海峡、分隔开阔海和浅水海滩的高地、障礁等进入这些半封闭盆地。在地台区,一些伴随沉降作用的大型边缘坳陷和各种负向构造盆地中发育的盐岩层往往特别厚。

含盐沉积的剖面往往有复杂的构成,表现为盐层和不含盐层的多次重复。这说明沉积作用

发生在水的盐度常有变化的盆地中。卤水盆地与开阔海的联系增强，水淡化，相反，联系减弱，水的盐度增加，直至到卤水阶段。

10.5 沉积物转变成沉积岩，成岩作用和成岩期后作用

1. 沉积物的成岩作用

大洋中现代沉积物的研究不仅对了解现代沉积物本身有意义，而且对认识过去进行过的沉积过程也有意义。构成地壳表层的沉积岩主要是古海洋的沉积物经历了很大变化而形成的。松软的泥质沉积物转变成固结的岩石（石化作用）是复杂的长期作用过程的结果，这个过程被称为成岩作用。初始的海洋沉积物是一个多组分的系统，并富含微体生物。该系统的组分有：泥质颗粒，化学沉积物，残余水（泥质溶液）和生物质。总体上是具有反应能力的化合物的不均匀混合体，在物理-化学方面是不平衡和不稳定的体系。一开始，它的各部分之间以及它和周围的环境之间就进行着趋向于建立新的物理-化学平衡的相互作用。这种相互作用伴随有以下的现象发生：

- 沉积物中不稳定的矿物溶解和破坏；
- 与新的物理-化学环境相适应，产生一系列新矿物；
- 个别的物质重新分布、形成结核；
- 压实和去湿；
- 结晶和重结晶。

沉积物转变成岩石的最重要条件是：

- 随着沉积物成分而变化的高湿度；
- 沉积物最上层充斥各种菌类；
- 与海水相比具有高矿化度的泥质水溶液供给沉积物；
- 氧化-还原电位；
- 底层水的影响。

在成岩作用的早期阶段，包括发生在泥质沉积物最上层的各种过程，这里湿度高，富含各种菌类和氧化的或者中性的环境条件。高湿度在沉积物的物质再分配中有重要意义。它造成物质在水平和垂直方向上扩散转移，这就促进了新矿物的形成。细菌分解着生物质，造成新的反应，从而改变着环境的化学性质。在一些情况下发生氧化作用，形成氧化物；在另一些情况下相反，将氧化物还原。沉积物中的大量生物质引起缺氧，出现二氧化碳和硫化氢，也就是造成了还原环境。氧含量的增减对铁化合物有特别重要的影响。在氧化环境中形氧化铁；中性环境或弱还原环境中形成菱铁矿（$FeCO_3$），在还原环境中形成硫化铁。均匀的砂或砂-细砾沉积具有良好的渗透性，如果生物质含量不多，则氧化环境不仅存在于表层，而且存在于较深层。在这样的沉积层中局部可见氧化铁或氧化锰，以独立的形式存在或包在颗粒表面成为薄膜。较均匀的砂所经历的成岩过程实质上是压实或胶结。

在沉积物的成岩过程中，形成各种形态的结核。按成分，有以下各种结核：蛋白石、玉髓、石英、铁质、磷灰石、黄铁矿等。由于溶液的作用而发生一种矿物代替另一种矿物的现象——交代作用，也有一定意义。例如 $CaCO_3$ 质的壳可以被 P_2O_5 置换而形成磷酸盐结核。如果改变某种矿物的化学成分而形成一种新矿物，但原矿物的形态还保留着，则称其为假晶（假象），例如著

名的以黄铁矿晶体为假晶的褐铁矿，以菊石壳为假象的磷灰石等。

沉积物颗粒之间的相互作用和与环境的长期相互作用过程，再加上随时间越来越大的压力，最终将导致沉积物的压实和石化。在沉积物的压实中主要起作用的是胶结和重结晶作用。胶结物可由各种方式形成：同成的——与沉积物同时形成的和后成的——沉积物在后期改造中形成的。作为胶结物的物质通常是各种形式的 SiO_2（石英、蛋白石、玉髓）、氧化铁、碳酸钙、磷酸盐等，它们充填于沉积颗粒之间。胶结物的成分在岩石命名中常有所反映，如铁质砂岩、钙质砂岩等等。在没有相应条件的情况下，也可能不发生胶结作用，例如在各地质时代的沉积物中都有厚度相当可观的未胶结砂层。

生物和化学成因的泥，主要是碳酸盐质和硅质泥特别容易发生重结晶作用。单一的细粒沉积，组成它的矿物又易于溶解，最易发生重结晶作用。一个例子是珊瑚礁，这里的生物部分易于改造成结晶灰岩。

因此，成岩作用是很复杂和长期的过程，在形成沉积岩和一系列矿产中具有重要意义。成岩作用中所有的过程都是同时进行的，但各种过程的相对意义在不同空间是不同的。在沉积物的上部进行着溶解过程，形成新的成岩矿物，而在下层，进行着物质的重新分配，同时形成胶结物和结核，再下层则进行着压实和重结晶作用。随着新沉积物的加积，物理-化学条件发生改变，沉积体每一部分的成岩作用过程的性质也相应改变。研究沉积和成岩作用过程的学科称为沉积岩石学。

2. 沉积岩的成岩期后作用

松散沉积物经成岩作用形成沉积岩以后，还要继续经受改变。决定这个改变的方向、性质和程度的最重要因素是地壳运动，决定着沉积岩是沉降到更深处还是向地表抬升。当沉积岩沉降到更深处时，由于温度和压力的提高而经受改变。沉降越深，压力和温度的增加也越大，因而沉积岩改变程度也越大。在这种条件下，沉积岩被大大压实。沉积岩中分布最广的泥岩有最大的受压实性能。与深度相适应，泥岩有 4 个压实阶段，导致孔隙度大大减小（图 10.18）：

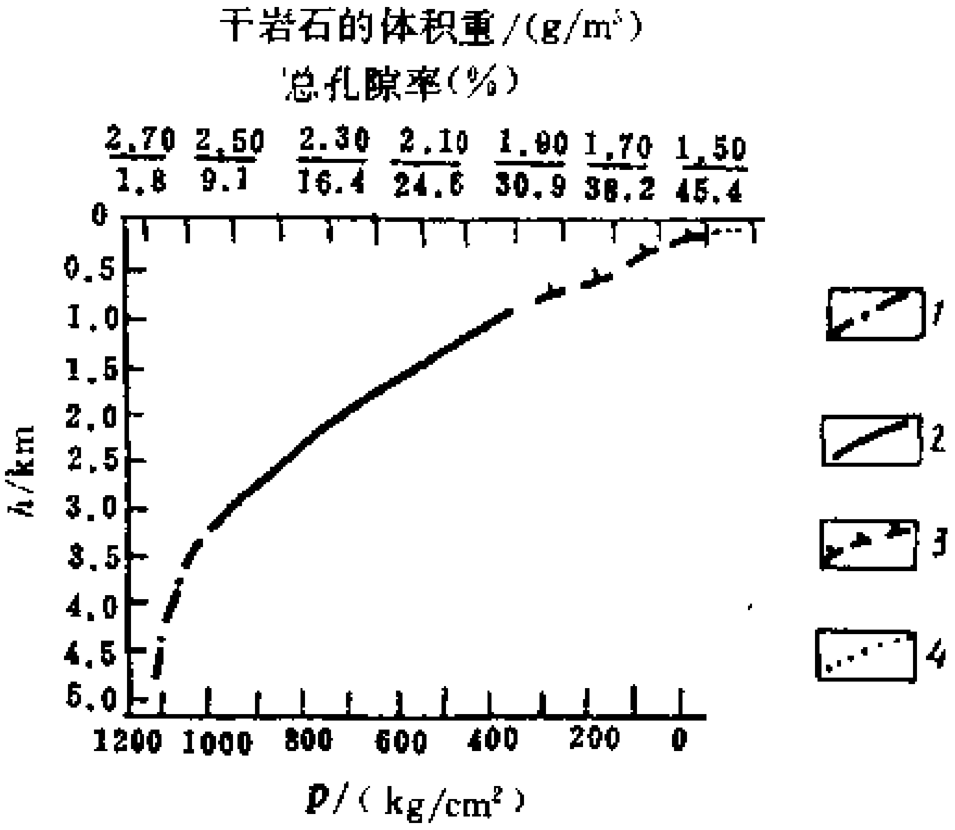


图 10.18 泥的孔隙度和比重随埋藏深度不同的变化曲线

1——非常难压实的阶段，2——很难压实的阶段，3——难压实的阶段，4——相对自由压实的阶段

- 相对自由的压实，伴随着自由水（可移动的水）的分离；
- 有一定困难的压实，在这个时期有松散联系的水被挤出；
- 相当困难的压实，此时有牢固联系的水被分离出；
- 很困难的压实（固结作用，泥岩变成页岩）。泥岩的孔隙率由开始的 40—50% 降到页岩的 5% 或更小。最后一个阶段，沉积岩的改变已不在成岩带中进行，但还未达到变质带。有人称这种相对较高温度和压力并有矿化地下水参与条件下的变化作用为后成作用。

对后成作用最敏感的标志是生物质，生物质产生可燃有机岩。后成作用的早期，泥炭转变

成褐煤，下一阶段转化成煤和无烟煤。大多数学者认为埋藏沉积物中的生物质在后成作用的中、晚期转变成石油和天然气。分散状态的碳氢化合物还在沉积物处于水体底部，处于埋藏和成岩阶段时已开始形成了，起主要作用的是浮游生物和植物遗体。以埋藏生物遗体为食的微生物也有重要意义。富含生物质的岩石称为油母岩，主要是泥、粉砂泥岩。当油母岩处于 2—4 km 深处，在较高的温度(80—150℃)和压力条件下，成油的主要阶段就开始了。石油从油母岩石中被挤出，运移至渗透性较好的岩石，后者被称为储集层。遇到不透水岩石，运移停止，石油保存在不透水层之下的储集层的较高部位形成矿藏。

碳氢化合物气体也是由埋藏在沉积物中的生物质产生的。它的形成先于或同时于石油形成的过程。石油和天然气储集的地方被称为圈闭。圈闭可形成于透水层和不透水层的不同组合和不同产状的条件下。图 10.19 表示了几种类型的圈闭。进入圈闭的时候，石油浮在水上，构成油储。气体作为最轻的组分，占据最高的位置。

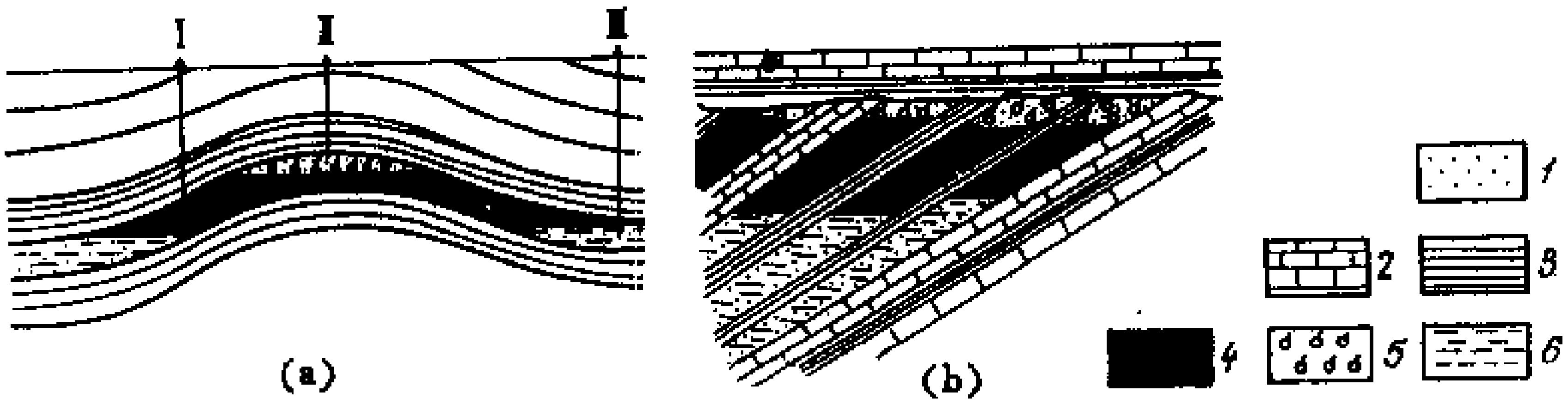


图 10.19　对埋藏石油和天然气有利的构造

(a) 背斜，(b) 单斜；1—砂，2—石灰岩，3—泥岩，4—石油，5—天然气，6—水；Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ—钻孔

3. 变成作用

后成作用并不是岩石变化过程的终了。当沉积岩沉降至很深的位置，温度、压力继续提高，它还要经历更深刻的变化，接近于变质作用的开始阶段，有人称沉积岩的这一阶段变化为变成作用。这个过程的特征是溶解、重结晶，循环的矿化溶液与矿物的相互作用，这种情况下可以有物质带出和带入(交代)。

根据有的地质资料，地槽区的变成作用发生在沉积物厚度超过 7000—8000 m，压力为 2000 atm或更高，温度为 200—300℃ 并有矿化溶液存在的条件下。

当沉积岩由于构造隆起、剥蚀而趋近于地表时，进入完全另一种条件下，并有一系列不同的现象。在各种地表因素的影响下(水、氧和氧碳化合物等)发生氧化、溶解、水化和其他过程。溶解伴随着物质的带出，孔隙度增加。因此沉积岩成海绵状而密度降低。在水化的情况下体积增加(例如无水石膏变成石膏，各种不含水的铁质矿物转变成铁的氢氧化合物等)，因而发生了与后成作用，尤其是变成作用相比较，属于退化性质的过程。沉积岩在地壳表面的各种风化因素影响下所发生的变化称为表生作用。

因此，沉积岩的形成和随后在地壳沉降条件下的变化可用下面的程式表示

沉积作用	→	成岩作用	→	后成作用	→	变成作用
(沉积物的堆积)		(沉积物转变成岩石)		(沉积岩在成岩带以下发生的改变)		(沉积岩物质发生更深刻的改变，近于变质作用的最初阶段)

上述系列事件的进一步演化是变质作用，即沉积岩转变成变质岩。这样的一个前进过程可以在

其任何一个阶段，因构造运动使之抬升至地表而停止。在地表条件下则经受表生作用的影响了。

在结束本节时还应指出的是，在不少情况下，将在深部进行的成岩作用以后的岩石变化称为成岩后作用，然而这是个较自由使用的术语。它的直意是指成岩以后所有的次生过程，这些过程控制着岩石在地壳中存在时期的一切变化，包括变质作用和表生作用在内。鲁欣（Л.Б. Рухин, 1969）考虑到成岩后变化作用的不同方向，引入前进成岩后作用概念——指沉积岩沉降到地壳的较深层而引起的变化（相当于上述程式中的后成作用和变成作用）和后退成岩后作用概念，后者与地壳的隆起作用和岩石向着温度和压力不大的地表运移相关。

10.6 岩相的概念

按地表沉积作用的条件可分出两类主要的区：洋和海（基本的沉积区）及大陆（以剥蚀作用为主，但在一些地方形成大陆沉积）。海（洋）的每一个带都有自己的特征，决定着所形成沉积物的总面貌。在同一时间中，在不同的带中可形成彼此不同的沉积物。例如，在有大量沉积物从大陆带入洋盆的情况下，在大陆架区将主要沉积碎屑沉积物，而在远离海岸的深海带沉积生物的和多元沉积物。在另一些情况下，无大量碎屑物进入洋盆，水温高而盐度正常则可能形成珊瑚礁。大陆沉积也有类似情况，气候、地貌和其他因素不同则有不同类型的沉积物。亚热带植物繁盛，有独特的风化产物——红土，其中以铁、铝和硅的氧化物为主，而沙漠地区则主要是碎屑物质。发育在温暖地区和干旱地带的湖沉积也明显不同。

因而，自然界的沉积作用与环境之间存在紧密的和多方面的联系。环境变化了，沉积物的性质及其后续的改造作用也跟着改变。这样，研究沉积物的组成、空间分布规律及其中所含的动、植物化石有可能恢复它们的形成条件，这对于分析地质历史时期的沉积物和恢复地壳发育历史有重要意义。150 多年以前，瑞典地质学家格雷斯利（A. Gressley）注意到：同一时期的、但形成于地表不同部位的沉积层彼此有明显的不同，这种区别与它们沉积条件的不同有关。为表征这种区别，他提出了“相”的概念。相是在一定自然地理环境中形成的沉积岩，根据一系列成因标志（岩石组成、结构、动、植物遗迹等），可判断其形成环境。例如，在同一时代的沉积层中有礁灰岩、礁坡角砾岩、泻湖沉积、深水泥岩等。

现代的和石化的相可以分成海相、陆相和过渡相三大类，即

- 海相
  - 近岸相
  - 浅水相
  - 中深水相*
  - 次深水相
  - 深水相
- 大陆相
  - 残积相
  - 坡积相
  - 洪积相
  - 冲积相
  - 风积相
  - 湖相
    - 洪水湖相
    - 咸水湖相
  - 沼泽相和湖-沼相
  - 冰积相
  - 冰水相
- 过渡相
  - 淡化泻湖相
  - 咸化泻湖相
  - 河口和溺谷相
  - 三角洲相

（* 对应于大陆架边缘和大陆坡开始部分，100 m 以下深度）

上表中每一类又可以分成若干**大相**和**微相**。每一个大相都可以再分成相和微相。如平原河流冲积相又可以分成河床相、河漫滩相和牛轭湖相。相分析不仅是研究地质历史时期自然地理条件(古地理)的主要手段之一,也是研究地壳运动的一个主要方法。因为相分析可以给出隆起区和沉降区空间分布状况的概念。

每一个地质历史时期,老的沉积层的相分析包含以下内容:

- 详细研究岩石的组成,结构和构造特征;
- 研究存在于岩石中的动物、植物遗迹;
- 研究岩石组成在水平方向和垂向上的变化——作为指示沉积环境改变的相之间的过渡。

在分析各时代的岩相中,广泛采用现实主义方法。在研究现代过程的同时,包括洋盆中沉积物的堆积、河谷沉积等,以及形成这些沉积物的自然地理条件,我们就获得了判断地质历史时期发生过的类似过程的基础。英国学者赖尔在 19 世纪 30 年代概括了现实主义原则:"现在是认识过去的钥匙"。前苏联学者斯特拉霍夫在沉积岩研究中深化和发展了现实主义原则,他提出了比较岩石学方法。在运用这个方法时,研究者不应局限于机械地比较现今的和历史的沉积作用环境,比较时应考虑到相似,也应考虑到不同地质历史阶段,自然地理条件的改变引起的地质过程性质的可能差别。这种偏差应该是离现代越久远越明显,如在前寒武纪和早古生代的沉积岩中没有煤,证明当时没有发达的陆生植物。只是当陆生植物发展了,在泥盆纪沉积中才出现了煤,在石炭纪及其以后的若干个纪的沉积中煤更丰富了。另一方面,磁铁石英岩对于前寒武纪沉积是特征的,但这样的磁铁石英岩在前寒武纪以后,更年轻的沉积物中是没有的。上述情况表明,对某一个阶段是特征的自然地理环境不一定能和现代相比。

海平面和地壳运动的变化对相分布的影响:在地质历史中常可发现海陆分布的变化和海

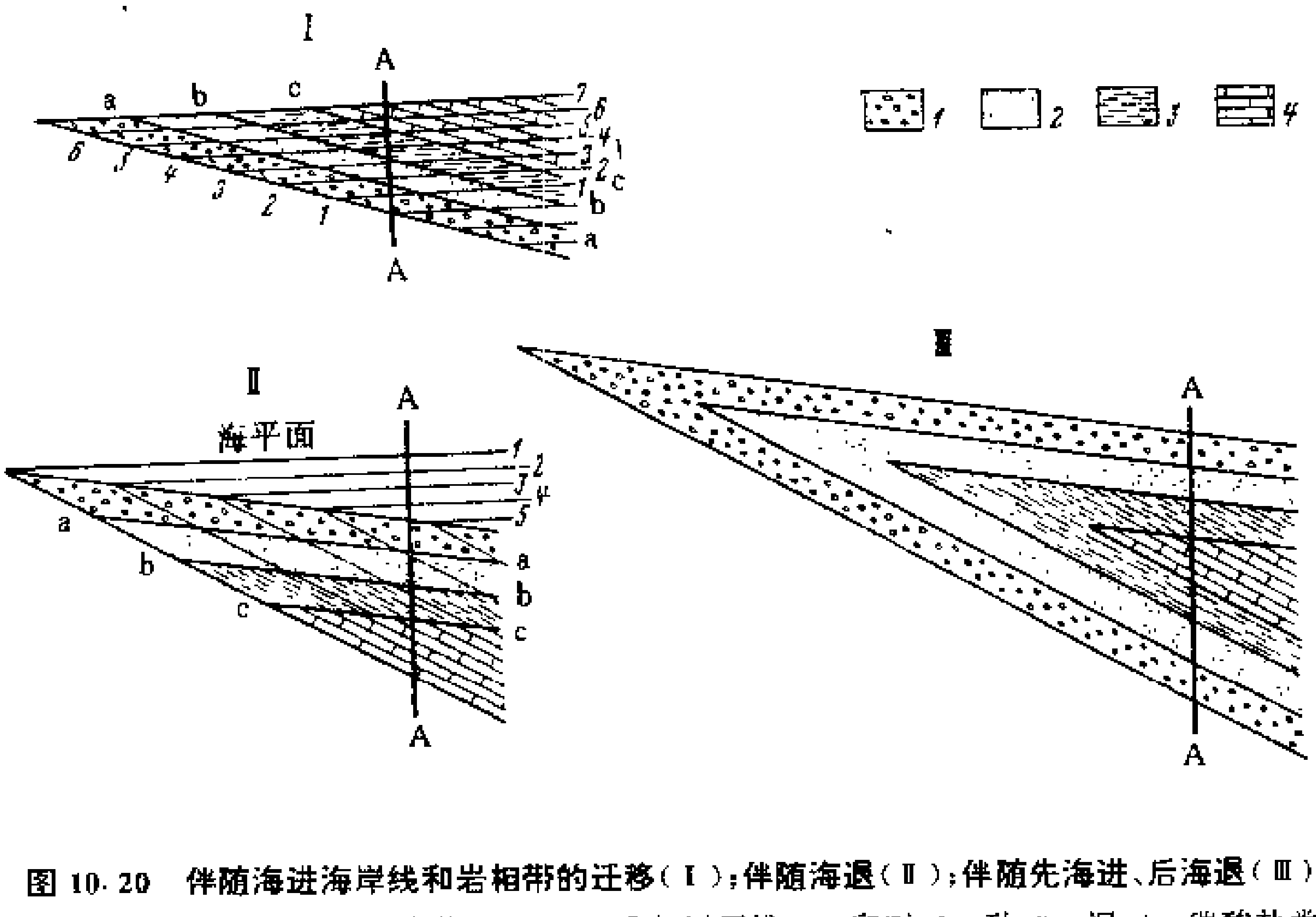


图 10.20 伴随海进海岸线和岩相带的迁移(Ⅰ);伴随海退(Ⅱ);伴随先海进、后海退(Ⅲ)

a、b、c—相界线;1—7—海岸线;A—A—垂向剖面线;1—卵石,2—砂,3—泥,4—碳酸盐类

岸线的迁移，这些变化或者与海平面的升降有关，或者与地壳的垂直运动有关。这些作用引起海进——海水向大陆推进或海退——海水相对大陆后退。海岸线的迁移导致岩相带的迁移和沉积作用深度的变化。当海进时，海岸线向大陆内部推进，过去的近岸和浅水部分现在远离海岸了，这里，在原来沉积的粗粒的浅海相沉积物之上，将堆积较细粒的深水相沉积，以适应新的自然地理条件。图 10.20 之 I 的数字 1—7 表示海进时海平面达到的不同位置，英文字母表示相的界线。这就构成了一个海进序列沉积体。在这种情况下做地质剖面 A—A，就可以观察到从下向上沉积物粒度越来越细。在海退的情况下则是另一幅情景（图 10.20 之 Ⅱ），这是一个海退序列沉积体。

10.7 沉 积 岩

沉积岩覆盖着大陆表面的 75%左右，其主要的部分是在海盆中形成的。大多数沉积岩都有反映沉积作用条件的层理结构，可以区分出水平或近水平层理。这种结构对海洋和湖的沉积是特征的，还有对流水沉积为特征的斜层理。一般可将沉积岩分为三个成因组：

- 由各种碎屑组成的碎屑岩，碎屑是岩石机械破坏的产物；
- 由岩石机械破坏和化学破坏作用产物所构成的泥岩；
- 化学的和生物成因的岩石，通过盐类从水中的沉淀和生物作用的遗体的堆积而形成的岩石。

每一成因组的岩石又可根据物质组成和其他一些特征再分成亚组。

在有些分类中不把泥岩单分成一类，而将它附于碎屑岩类，但这种分类也注意到了泥的双重成因——碎屑的和化学的。

1. 碎屑岩

根据碎屑的形状和大小又将碎屑岩分成：粗碎屑岩，碎屑颗粒的直径从 2 到 200 mm 或更大；中粒碎屑岩或砂岩，颗粒直径从 2 到 0.1 mm；细粒碎屑岩——粉砂岩，主要颗粒的直径为 0.1—0.01 mm。

松散的粗碎屑岩中有棱角状、不磨圆的岩块和磨圆的巨砾，直径 10—200 mm 或更大；棱角状或磨圆的砾石，直径 10—100 mm；直径从 2—10 mm 的细砾石。如果岩石由不磨圆碎块胶结而成，称为角砾岩，如果由磨圆的砾石胶结而成则称为砾岩。

中粒的松散沉积岩——砂又可分成粗粒的（粒径 1—2 mm）、大粒的（粒径 1—0.5 mm）、中粒的（粒径 0.5—0.25 mm）和细粒的（粒径 0.25—0.1 mm）。胶结的砂称为砂岩（按粒度分成相应的砂岩）。还可分为石英砂岩、花岗质砂岩（由石英、长石、云母和胶结物组成），分选不好的、含大量泥质的砂岩称为硬砂岩。

细碎屑岩中有粗粉砂（粒径 0.1—0.05 mm，有时称细砂岩）、中粉砂（0.05—0.01 mm）和细粉砂（0.01—0.005 mm），胶结的粉砂称粉砂岩。黄土是一种典型的未胶结粉砂，是具有孔隙的岩石，广泛发育在欧洲南部和中亚。

2. 泥质岩

泥质岩是分布最广泛的沉积岩，其颗粒以小于 0.01 mm 者为主，通常还含有 30%左右的更细的颗粒（0.005—0.001 mm）。泥是各种岩石风化的产物，由机械破坏的碎屑和化学沉积的泥质矿物组成。泥具有塑性、透水性小和遇水膨胀的性能（体积可增加 40—45%）。典型的泥质

矿物是高岭石和蒙脱石，此外还有水云母、细小的石英、长石颗粒和常见的生物质。在陆相岩石中有纯净的泥，如高岭土、蒙脱土等。泥压实后形成**页岩**，为固结的岩石，遇水不发生膨胀。

3. 化学的和生物的岩石

这类岩石大部分形成于各种海盆，部分形成于大陆，是化学过程的产物和动植物活动和死后的遗迹，并常共生成一种混合的生物-化学成因岩石，其分类主要依据成分。

(1) 碳酸盐岩　主要是灰岩和白云岩。灰岩由 $CaCO_3$ 矿物组成，它既可由生物也可由化学过程形成。生物成因的灰岩在其中有保存良好的化石的情况下，以其中的化石组成命名，如蜓灰岩、希瓦氏虫灰岩、腕足类灰岩等。如果灰岩由保存良好的各种介壳组成，则被称为壳灰岩，如果介壳都破碎了，则被称为生物碎屑灰岩。白垩也是灰岩的一种，由非常细小的浮游生物壳(占 60—70%)和细小的方解石颗粒组成。化学沉积的灰岩有致密灰岩，其中的晶颗粒只能借助显微镜观察到；鲕状灰岩是胶结的鲕粒——具同心构造的小球粒；灰华，属地下水流至地表沉淀的 $CaCO_3$。

白云岩是由白云石组成的一种碳酸盐岩，既可以是直接的化学沉积，也可以是含镁溶液与灰岩或碳酸盐沉积物相互作用的产物。泥灰岩是一种混合的岩石，由占 50—70%的方解石和泥质颗粒组成。

(2) 硅质岩　由含水二氧化硅(蛋白石)组成。硅质岩包括生物成因的硅藻土，是硅藻蛋白石质外皮的堆积物。板状硅藻土主要是一种胶体-化学成因的岩石，由很细的蛋白石颗粒和硅藻外皮的混入组成。蛋白土是一种坚固的硅质岩，含有贝壳状碎片，可能是硅藻土或板状硅藻土等重结晶和胶结作用的产物。放射虫岩由蛋白石和玉髓组成，其中含有大量的放射虫骨骼。

(3) 卤化物和硫酸盐岩　主要以化学方式从相应的过饱和溶液中沉淀而成。盐湖、高盐度泻湖和半封闭海盆是形成这类沉积岩的有利场所。最广泛分布的卤化物盐是石盐($NaCl$)，而最广泛分布的硫酸盐岩依次是石膏($CaSO_4 \cdot 2H_2O$)、无水石膏($CaSO_4$)和芒硝($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$)。

(4) 铁质岩　由风化作用在海、湖、沼泽中形成。这主要是氧化铁和氢氧化铁，有的地方有碳酸铁(菱铁矿—$FeCO_3$)。它们可以是化学沉积，在有些情况下可能有细菌的作用。

(5) 磷块岩　是各种富含磷酸钙的沉积岩(海绿石砂岩等)。各种沉积岩中所夹的层状磷质结核也属于磷块岩。P_2O_5 含量超过 15%的磷块岩可做为农业矿物原料利用。

(6) 可燃有机岩　是生物成因岩石，是最重要的燃料矿产。其中包括煤岩系列(泥炭、褐煤、岩煤、无烟煤、腐泥岩)，本系列成员之间的区别在于有机质解体的程度和碳的含量(见第 11 章)。沥青系列：其中有含沥青岩石、石油和固体沥青。含沥青可燃页岩(碎屑和生物成因)是泥质或泥灰质灰岩，含沥青。石油是天然油质流体，由各种碳氢化合物流体组成，其成因已如前述(图 10.20)。固体沥青是石油氧化的产物。

10.8　现代沉积物和沉积岩中的有用矿产

在现代海洋沉积中，局部广泛发育着砂矿和有工业利用价值的非金属矿，它们分布在沙滩、水下的岸坡、隆起的或沉降的海岸阶地。磁铁矿($FeFe_2O_4$)、钛铁矿($FeTiO_3$)、金红石(TiO_2)、锡石(SnO_2)，含稀有和分散元素矿物，以及金、钻石等的砂矿有特别重要的意义。例如，沿澳大利亚东海岸有延长超过 1000 km 的磁铁矿-榍石-金红石砂矿；在孟加拉湾发现有铁

-锆石砂矿；斯里兰卡和印度海岸的钛铁矿、磁铁矿和其他一些贵重矿物（金红石、蓝宝石）等。

与大陆架外带，靠近大陆坡的部分有关的矿产除了砂矿外，有磷块岩，磷灰石以砂粒状、各种形态的结核状出现。在大洋底最重要的矿产是铁锰结核，这在前面已描述过了。

覆盖陆地表面 3/4 以上的海相沉积岩中，有各种具工业价值的最重要矿产：

● 铁矿，包括赤铁矿、菱铁矿等；

● 锰矿，大多数情况下与硅质沉积有关，据有关资料，海相沉积锰矿占该矿总量的 80%以上；

● 沉积的含铜硫化物矿和含铜砂岩；

● 磷块岩矿；

● 沉积的铝土矿，是获取铝的主要矿床类型；

● 可燃有机岩矿，包括煤、石油、天然气等；

● 各种盐类矿产。

除以上提到的矿产外，许多沉积岩——砂、砂岩、泥岩、灰岩、白云岩、泥灰岩等等本身就可用于建筑和工业生产。

第 11 章　湖和沼泽及其地质作用

有静止或弱流动水填充，而且不与海洋有直接连系的盆地被称为湖。

湖泊主要发育在潮湿气候区的广大低地和盆地，占大陆总面积的 2%以上。最大的湖发育在北美（苏必利尔湖区，面积 8.24×10^4 km^2）、非洲（维多利亚湖，面积 6.8×10^4 km^2）和亚洲（咸海，面积 5.1×10^4 km^2）。

湖泊在地球表面的分布是不均匀的。在第四纪冰川发育区有最广泛的分布，例如芬兰只有不大的面积（33.7×10^4 km^2），但就有 6 万个湖，北美东北部的大湖区共占面积 24.5×10^4 km^2。湖可以在各种高程的地区存在，既可在低地，也可在山区。海拔最高的湖（规模较大者）是安第斯山的的的喀喀湖，海拔 3812 m，面积 8000 km^2，最低的湖位于阿拉伯半岛的死海，其表面低于海平面 395 m。

湖的深度一般几十至几百米，世界上最深的湖是贝加尔湖（1741 m）。它是世界上最大的淡水库，水的体积 2.3×10^4 km^3，占世界淡水储量的 1/5 和前苏联淡水储量的 4/5。

湖的形态各异，有卵形、狭长形、新月形等，岸线的轮廓常相当复杂。

11.1　湖盆的形成

湖盆可以由不同的地质过程形成，有内营力作用的，主要是地球内部力量形成的，也有外营力的，由外力决定的，人类的活动造成的湖盆（水库）属于外营力中特殊的一种。表 11.1 是湖盆的成因分类：

表 11.1　湖盆的成因分类

类　别	组	类　型
Ⅰ 内营力作用湖	火山湖	火山口湖，破火山口湖，喷气湖，熔岩坝湖，
	地震湖	塌陷湖，崩塌坝湖
	构造湖	裂堑湖，向斜湖
Ⅱ 外营力作用湖	重力湖	重力滑塌湖，溶岩崩塌湖，潜蚀崩塌湖，崩塌坝湖
	侵蚀湖（河流）	河床湖，河漫滩湖，三角洲湖
	风成湖	风蚀湖
	冰川湖	冰川剥蚀湖，冰窝湖，冰融湖，冰成坝湖
	海成湖	近海湖，残留海湖
	生物成湖	环状珊瑚礁湖，生物成坝型湖
	陨石成湖	撞击湖，爆炸湖

湖盆所属的组和类型的命名，反映了湖的成因和形成湖的地质因素。湖盆的形成有时不只与一种因素有关，而与几种地质过程有关，例如在河谷中，湖具有两个侧面的坡和底，是由流水的作用形成的，而第三个坡是崩塌坝。

内营力类湖盆由火山作用、地震和构造运动形成。在火山的顶部常有漏斗状火山口，火山

口湖最常见的是圆形的，直径数百米，深数十米。活火山近处的湖是不稳定的，在周期性火山喷发过程中，水可能流散。

在死火山口可以有长期存在的湖——火山口湖。在火山的坡上，常形成不大的盆地，这些盆地的形成与各种气体、水蒸气和热水的喷出作用有关，被称为喷气和间歇喷泉凹地。除这些凹地外，在火山坡上还有因熔岩、凝灰熔岩或火山泥石流横过河谷，造成堰塞盆地，即熔岩坝湖（堰塞湖）。

构造湖中最有意义的是在地壳断裂带中大型地堑、裂谷构造中形成的湖。湖盆沿一定方向延长，其长度远大于宽度，世界上最深的贝加尔湖和死海等都属于这一类湖泊。有时这类湖呈串珠状，一个接一个地排列，例如东非的湖。

外营力类湖盆的形成与岩石崩塌有关。位在地下水位以上的岩石，因受溶蚀作用，易溶物质被带走而形成空洞。岩石崩塌形成喀斯特盆地，盆地中形成的湖一般都不大，其中的水也容易消失。更广泛发育的是形成于河谷中的堤坝盆地。按其成因有崩塌坝、冰川-冲碛坝，甚至还有生物坝，即坝的形成与动、植物的活动有关。上述所有的湖具有明显的长卵形。在河漫滩上形成的湖具有新月形（牛轭湖）。

11.2 湖的地质作用

1. 湖水的特征

湖水具有各种成因，湖盆可以被河水、冰雪融化的水、大气降水或地下水所充填。某些残留性质的湖保存了海水（如里海）。湖水的盐度取决于湖水的类型和气候条件。在潮湿的气候条件下，由大气降水、河水、冰融水所充填的湖水是淡水，其盐度不超过 5 g/l。炎热、干旱气候条件下的湖泊可能有咸化水（5—25 g/l）或咸水（25—45 g/l），甚至卤水，例如死海水的盐度达 260—310 g/l，土耳其的古兹贡达夫湖的水含 380 g/l 的盐。

矿化的湖可分成氯化物的、硫酸盐的和碳酸盐的几类。湖水的化学组成在很大程度上决定着沉积作用。在湖水中也有机械悬浮物，一般是细的泥质和尘埃质点，它们由流水、地下水或风带来。湖水中，特别是在淡水湖中，有许多生物质，它们大都与广泛发育的藻类、小的浮游生物等有关。湖水中的生物和非生物悬浮物的性质具有季节性特点，春、夏和秋季生物质数量大大增加；矿物质悬浮物的量在春季和秋季也增加（由冰融水补给的湖泊则是在夏季）。湖水中生物和矿物的质点在冬季则大大减少，水变得清澈，具有蔚蓝的天然色。

2. 湖水的运动

按湖水运动的性质，湖可以分成流动的和静止的。流动的湖常位于河谷的某一段，湖水的流动受河流的控制。除了经常的水流外，在这类湖中还有与风浪有关的暂时水流。湖水中的浪一般不高，但在大的湖中也能达到 5 m，由于气压的变化或强定向风所引起的浪可以使湖水从一岸向另一岸运动。这样，湖水从一侧退走，在另一侧泛滥。在大的湖中由于表层水不均匀受热也能引起湖水的流动。

在静止的湖中，水的运动往往仅限于表层，深层水则保持不动，在这种情况下没有水的垂直循环。在底部由于生物质的分解而产生 H_2S 和 CO_2 等气体。

3. 湖的地质作用

湖的地质作用由岸和底的磨蚀、湖内物质的再分配和在湖盆的坡和底的沉积作用等组成。

湖中地质作用的性质和强度取决于湖盆的类型和大小、水的成分和动力学特征以及湖中生物界的发展。

（1）湖的磨蚀作用　湖的磨蚀作用与水的运动相关，首先是与风浪有关。水体越大，浪注越高，湖岸的破坏作用也越强；在只有一定水面高度的小湖，磨蚀作用很小，这是因为湖岸磨蚀剖面早已形成、水浪已达不到磨蚀台阶，这时湖水的作用仅限于将已有的沉积物磨细。处于早期阶段的堤坝型湖，特别是水还在蓄集过程中，磨蚀作用是很强烈的：它侵蚀湖岸，使其后退，也侵蚀堤坝直到其完全被破坏，这样，湖就自毁了。在水库中可以观察到湖水对岸的强破坏作用。一般来说，湖水的磨蚀作用远不如海水的侵蚀作用。岸边植物的生长也大大减缓了湖岸的破坏过程。

由湖岸的破坏或由河流、雨水流带入湖泊的碎屑物质在湖泊中受到分选作用，并被水浪和水流带到湖盆各处沉积下来，在沉积过程中与生物质和湖水中形成的化学物质混合起来。

（2）湖的沉积作用　在湖泊的所有地方所进行的沉积作用是湖的地质作用的一种主要形式。在湖中形成所有成因类型的沉积物：碎屑的、生物的和化学的。

湖成沉积物以细组分物质为特征，以泥为主，并富含生物质（主要是植物类）和化学沉淀物。

湖成沉积物常具有明显的细而平直的层理（层厚 1～10 mm），有时是微层理，这都是由平静的沉积条件所决定的。在有些情况下，微层反映沉积物组成的季节变化：春、夏冰雪融化，热带的雨季，都有较粗的和较多的碎屑物质被带入湖泊，而在冬季或旱季则只有一些极细的物质被带入湖泊，构成只有毫米级的微层。植物层只在秋季形成，因为这时有大量植物死亡。由于湖成沉积物是在平静的沉积条件下形成，因此其中有保存非常好的植物叶、茎、水生动物等的痕迹，当湖面有波动时则可能有陆生动物的遗迹和雨痕。

● 碎屑沉积物。在流水型湖中，在河流入湖的三角洲处以及在磨蚀作用积极进行的较大的湖中，碎屑沉积起重要作用。湖中沉积物有很好的分选，粗屑物质沉积于河口，形成水下三角洲（砾和砂），或者在陡岸附近形成一个狭窄的近岸沉积带（图 11.1）。粉砂和泥可以带到湖的各处，在湖底形成成层很好的泥层。由众多河流灌注而成的湖，特别是山区的湖，往往有大量的碎屑沉积物。观测资料表明，这类湖中的砂质三角洲从 1903 年至 1929 年间，向湖的方向增长了

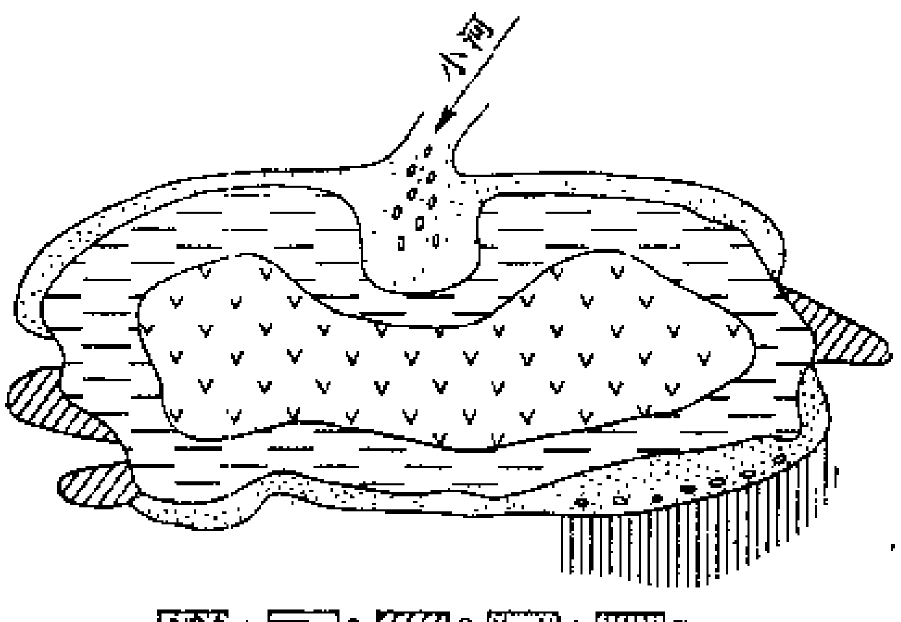


图 11.1　湖中沉积物的分布示意图

碎屑沉积物：1—卵石、砂，2—泥质、碳酸盐质和其他的泥，3—生物碎屑泥，4—细的生物泥（硅藻），5—陡岸

20 km。由于大量碎屑物的沉积，湖水很快变浅了。

● 生物沉积。湖中相对平静的水动力条件和湖水相对较浅，为生物的繁衍创造了条件。湖岸近处的浅水中常常长满了水藻。还可观察到随水深变化而形成的植物分带。紧靠岸边生长着苔属植物，然后是香蒲属植物，芦苇、睡莲属植物等（图 11.2）。所有这些植物都是秋季死亡，

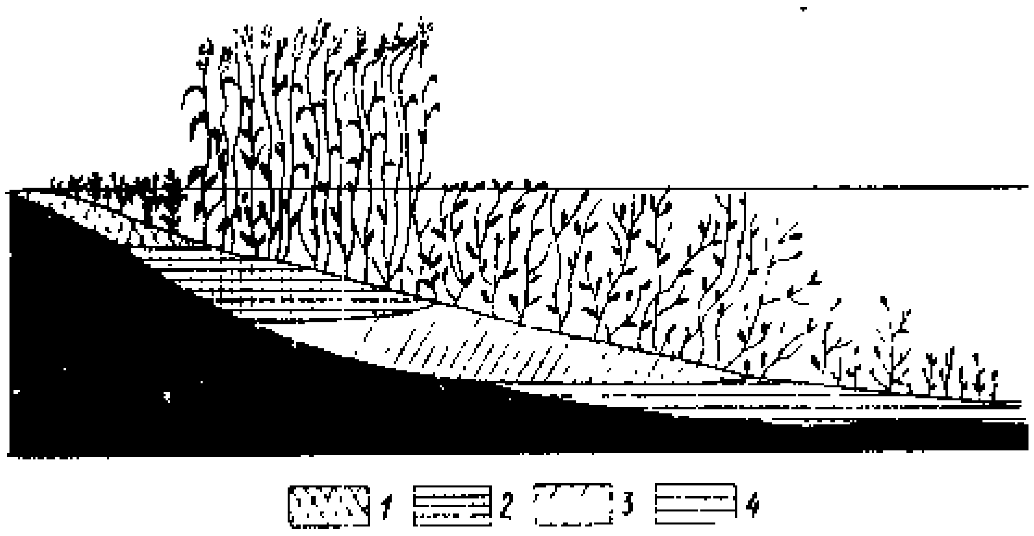


图 11.2 长满植物的湖和泥炭的形成

1—莎草泥炭，2—芦草和芦苇泥炭，3—腐植泥煤，4—腐藻煤岩

在水底形成一层毡状物。在湖水中还有发育良好的各种悬浮植物，主要是绿藻、硅藻和其他藻类。夏季之末，悬浮藻类大量繁衍，在水面上形成一个面积颇广的薄层，较小的静止湖甚至被完全覆盖。和植物类伴生的还有在湖表层游泳的小型动物，所有的浮游生物死后沉于湖底，与细的泥质物相混，在湖底构成一有机质泥层。在厌氧细菌的作用下产生泥的沥青化，这是一种绿-褐色胶状有油感的物质，它的基本有机组分（见下表）为：

C	H	N
52—60%	6－7%	4.8%

这种有机泥是有用原料：可用作医用泥和饲料的补充物；在干馏的时候可以从中得到照明用气体、气油、凡士林、石蜡等。有机泥层一般不厚（1—10 m），但有的可达 40 m。在成岩过程中有机泥变成胶状腐植煤。胶状腐植煤色黑褐、致密、质轻并有贝壳状断口，属褐煤类。

在湖的生物沉积中还可以见到由腹足类、双壳类等组成的灰质贝壳层。一般这样的灰质层厚度不大，常呈透镜体状，因为湖中的底栖生物不多，硅藻的壳有时形成硅藻泥，以后转化成硅藻土——疏松、有孔、质轻，呈白或灰色。

● 化学沉积。化学沉积对湖来说也是常有的，类型也较多样。在潮湿气候条件下的淡水湖中有碳酸钙质泥，其后可转变成透镜体状或薄层的灰岩或泥灰岩，也常可见到碳酸钙质结核。这种碳酸钙质沉积物对高山湖泊来说尤为特征。以胶体状态被河水带来的铁、锰物质在湖底形成铁、锰质泥。在沉积过程中，铁和锰的氧化物常形成直径小于 10 mm 的球状物，这些球状物在湖底可形成连续的层，有时这些球状物具有同心结构——湖鲕粒。一般认为，在湖中铁的沉积作用中细菌起着实质性作用。在热带的湖中有氧化铝沉积，形成豆状铝土矿，是铝的优质矿石。在干旱气候带的湖中，因蒸发量大而形成苏打（$Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$）、芒硝（$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$）、蒸发盐（NaCl）、钾盐（KCl）、镁盐（$MgCl_2$）等。按主要形成哪一种化学沉积物，湖可分成碳酸盐的、硫酸盐的、氯化物的、硼酸盐的等类型，若干火山湖以沉淀硫（以鲕的形式）、硼酸

盐为特征。有的情况下，湖中盐的沉淀不是全年进行，而是季节性地发生(常是夏季)，这时在湖底形成清楚的薄层。根据这些层理可以确定整个含盐层系形成的时限。

11.3 沼泽的形成及分类

陆地上湿度过剩、生长特殊植物并有泥炭形成过程的地段被称为沼泽(常常是低洼地段)。地球上沼泽占有很大面积—— 将近 2×10^6 km²。沼泽在潮湿、温和的气候区形成，这里地下水位高，适合植物生长。

1. 沼泽的形成

沼泽常形成于湖区、河漫滩、近海低地、潮湿的丛林和低洼草地。

湖沼的形成是于湖中长满了沼泽水生植物，同时湖底堆积了植物遗体(泥炭)。湖中植物的生长从岸边开始，水深 1 m 以内生长薹属植物；稍深一点(1—2 m)是香蒲属和芦苇类植物，水深至 4—5 m 处生长睡莲属植物。随着秋季植物的死亡，在湖底形成植物泥和泥炭，由上述植物的遗体组成。泥炭的堆积使湖水变浅，从而使各种植物生长的领域扩大，或者说各植物带向湖中心方向移动，当植物带汇合在一起以后，湖就转变成了沼泽。

不仅是底生植物促使沼泽形成，一些水的表层悬浮植物，如水芋、沼委陵菜属、羊胡子草属等也有促进作用，它们和孢子、花粉、青苔和一些浮游生物共同构成一毛毯状层，被称为漂浮植物层或浮着的草地。漂浮植物层从湖岸开始生长，向湖中心扩大。

因此，浅水湖变成的沼泽完全由底生植物充填，而深水湖变成的沼泽可能有两个植物层：底层的泥炭层和表层的漂浮植物层，两层之间被水隔开，进一步发展，两层植物可能合起来。

丛林和草地的低洼地段经常处于水过剩的状况，过剩水将土壤中的营养成分淋滤出来，从而使树木和草的正常发育缺少氧和营养物质，导致其死亡，代之而起的是对矿物质需求不多的苔藓(地衣)类植物，开始是绿色的金发藓属，而后是泥炭藓。苔藓根处的土经常处于饱水状态，它阻隔了氧气达到腐植层的通路。这样，腐植层得以泥炭化，促使沼泽化地段转变成真正的沼泽，即形成丛林和草地的沼泽。

2. 沼泽的类型

按沼泽所处的地方和形成条件，可将其分成高地的、过渡的、低地的和近海的 4 类。

● 高地沼泽。位于隆起不大的分水岭、河流阶地、高地的缓坡等处。它由含矿物盐类贫乏的大气降水所补给，其中的植物组合比较贫乏(适应贫矿化水的植物)，以白色泥炭藓为主。这种苔藓在沼泽的中部生长较快，因此沼泽表面具有上弯的特征。苔藓类植物迅速掩盖了其他植物，如针叶类、阔叶类等。

● 过渡型沼泽。由大气降水和地下水双重补给。

● 低地沼泽。分布于洼地，常在湖泊沼泽化的基础上形成。水的来源主要是地下水和流水。其中的植物组合较之高地沼泽者丰富得多，这里有绿色地衣、沼薹、芦苇、灰藓属、灌木和某些乔木，如赤杨、桦树等。

● 近海沼泽。位于潮湿气候区的海岸带，常占有广大面积，主要由大气降水补给，涨潮时可能被水淹没。植物组合很特殊，主要是一些木本植物，其根系常年处于水下。热带区的近海沼泽长满了红树，这是一种根系出露于地表的树。

11.4 沼泽的沉积及其地质作用

沼泽的地质作用主要是导致泥炭的形成。泥炭是一种生物岩，由沼泽中因供氧不足而未能充分分解的植物遗体堆积而成。泥炭的颜色为褐、灰、黑色。在正常湿度的情况下，沼泽中的泥炭含 85—95％的水。干燥的泥炭中矿物碎屑的含量占 2—20％。矿物颗粒决定着泥炭的灰分和类型：高地沼泽的泥炭含灰分 2—4％，过渡型沼泽泥炭含灰分 4—6％，低地型沼泽泥炭 6—20％。根据植物组合中的主要类型，可将沼泽泥炭分成：木本植物的、草木植物的和地衣类植物的。泥炭常以透镜状或层状的形式存在，厚度达 20 m 或更多。世界上泥炭的储量达 1.75×10^5 km^3，其中前苏联占 3/4。

沼泽中还有少量化学沉积。在以地下水补给为主的低地沼泽的底部，可以见到沼泽石灰岩、沼泽铁矿（成分为菱铁矿，具有豆状结构）的透镜体。在遭到风化的时候，沼泽铁矿沉积可以转化成褐铁矿。这里，在酸性介质条件下，菱铁矿和其下的泥可以共同形成蓝铁矿 $Fe_3(PO_4)_2\cdot H_2O$，一般为蓝色的小透镜体。

11.5 湖和沼泽沉积的实际应用

湖相沉积物中最有意义的是盐类：石盐、钾盐、苏打等；铁和锰矿、铝土矿等。可以从有机湖相沉积物中获取腐植泥、胶状腐植煤、油页岩、硅藻土等。

沼泽沉积物中最宝贵的矿产是泥煤和煤。泥煤可用为地方燃料，建立泥炭发电站。泥炭经加工可得蜡、石蜡等。在农业中泥炭也有广泛应用，主要是为土壤施肥；还可在建筑业中用于制砖；而在医学上可用于泥疗和制药。古老的沼泽沉积中有泥炭转化而成的煤。

成煤的转变发生在一定深度，这里因上覆岩层有升高的压力，较高的温度，并且无空气中的氧。在这种情况下植物遗体发生炭化，炭化过程中顺序形成三种类型的煤：即褐煤、煤和无烟煤，它们的成分和产热率如下表所示。

煤的种类	成分（％）			产热率 (cal)
	C	H	O	
褐　煤	67—68	5	17	3500—7400
煤	75—97	2—5	<15	
无烟煤	92—97	2—2.7	2—3	8000—8200

煤矿床可以形成在植物原来生长的场所，如沼泽、湖泊等，被称为原地矿床，但有时植物遗体（树干、树枝、树叶等）被河流搬运到三角洲和浅海，在那里保存下来并变成煤，这样就形成异地矿床，常见的是近海矿床。煤在沉积岩中以透镜体、层状的形式产出，厚度从几厘米到几十米。

煤形成于地球历史的各纪，从泥盆纪开始，最大量的煤矿形成于石炭纪、二叠纪、侏罗纪和老第三纪。煤的年龄越老，炭化（变质）越强烈。

第12章 重力作用

12.1 重力作用的类型

重力地质作用表现为岩石在重力的直接作用下，沿地表从高处向低处的移动。这种作用见于山坡、海岸、海底堆积、河岸斜坡等处，因此，又常称为斜坡作用。地表岩石通常处于稳定平衡状态。但是，当岩石从旁侧或底部与空气介质或水介质接触时，又很容易失去平衡状态。破坏这种平衡的原因有：地震、附加荷载（例如，崩塌的岩石）、坡脚处由于河水冲刷（侵蚀作用）和海水冲刷（冲蚀作用）冲走岩石，以及人为的各种地质作用。所有这些因素都可导致岩体发生移动。斜坡表面变平（风等作用）、岩石中矿物间连结的破坏（物理风化和有机风化）、斜坡表层与运动物体间摩擦力减小（地下水等）等等，都能促进岩石的移动。

因此，重力作用可归纳为主要发生于斜坡上部的岩石破坏、破碎物质沿斜坡向下的移动（这是重力作用的主要部分）以及在坡脚和斜坡低凹部位破碎岩体的堆积。参与重力作用的岩石所形成的沉积物，称为崩积层。崩积层由各种成分和不同粒级的碎屑组成，有块石、碎石、砂、粉砂和粘土成分。该沉积层分选差，层理缺失或不明显，常呈透镜状，厚度变化很大。现代崩积物可为疏松岩石或弱胶结岩石。

重力运动可能发生得相当快，是瞬间的，如崩塌、落石；也可能相当缓慢，如蠕动。地下水在重力作用中起很大作用。地下水溶滤和冲刷地面矿物和岩石，造成空洞，减弱上下层之间的连结、浸湿粘土岩表面，使之润滑，所有这些都有利于表层物质的移动。地表水浸湿疏松的、半疏松土体，破坏其内部连结，也有助于使其以粘性流和液体流形式沿坡向下移动（滑坡、泥石流）。最后，大洋水、海水和水库中的水都可引起岩土体沿其底面的移动。

因此，在重力作用和崩积物形成过程中有各种因素参与，但其中最主要的是重力（重力因素）和水。根据水所起的作用，可将重力作用划分为重力作用、水-重力作用、重力-水作用和水下重力作用4个范畴。每一个范畴内可划出不同的类别，某几类又可归为一定的组（表12.1）。

表12.1 重力作用分类

范畴	组	类别
重力作用	塌陷	瞬时塌陷
	崩塌	普通崩塌、复杂崩塌、滑塌、落石、冒顶岩锥塌方
	蠕动	下沉、斜坡蠕动
水-重力作用	滑坡	滑坡：块体滑坡、碎石滑坡、阶梯状滑坡、环状滑坡
重力-水作用	滑坡流	滑坡流、滑塌堆积、含泥块石流，或泥石流、泥流
水下重力作用	--	水崩塌——水下滑坡、悬浮体流

1. 重力作用

重力作用可分为三组：塌陷、快速崩塌和缓慢的崩塌，又称蠕动。

(1) 塌陷　塌陷作用所需的先决条件是有地下空洞和孔穴。在重力作用下，悬在这些孔洞

之上的岩石塌陷下来。塌陷的直接原因可能是地震、爆炸和“顶盖”之上荷载增大等。在已废弃的矿山工程如竖井、水平巷道等，经常发生塌陷。塌陷的位移量大小、塌陷规模和形状，完全取决于地下空洞的体积大小。由于塌陷，在地表形成一些坑、井槽、洼地和其他负地形。在矿井深处，一些崩塌顶面在地表表现不出来。崩石冒顶对于地下岩溶孔穴——溶洞等更具有代表性。上述垂直运动类型的重力作用的发生常常是快速、瞬间的，并且是灾难性的。

(2) 快速崩塌　第二组重力作用现象发育在峭壁、断裂的斜坡。平行断裂常有由于岩块下滑产生的裂隙系统；由于物理风化作用(水的冻结等)裂隙加宽，已经与母岩分开的岩体稍倾向于斜坡一侧；在重力作用下继续断开，最后，块体或其一部分倾倒在斜坡面上。岩石被击碎，碎石块经常是有顺序地分批地崩塌下来，产生复杂的、多阶段的崩塌。

崩塌可有巨大的规模，特别是由地震引起的崩塌。例如，1911 年在帕米尔，岩石崩塌体积达 8×10^9 t(80 亿吨)。这些物质沿坡而下，组成高达 600 m 的堤坝，堵塞了穆尔嘎布河。1894 年在克里米亚德米尔治山有长 460 m、宽 300—400 m 的一部分山体发生了崩塌。崩塌体形成了宽 900 m 的平缓锥形体(图 12.1)。这次崩塌毁坏了位于山脚处的几所房屋。

图 12.1　克里米亚山崩

地震是引起较大规模崩塌的一个原因。有时崩塌体(崩积物)沿河谷斜坡而下，使很长距离的地段抬高，造成反向河谷坡。可提出这样一种假说，即巨大滑塌体将其底部的空气压实，然后使崩塌体像在一个气垫上一样滑动。

落石(单个石块的下掉和位移)和岩锥塌方(碎石和细碎屑沿斜坡的移动)也属于重力作用现象。

(3) 缓慢崩塌(蠕动)　蠕动是指表层碎裂堆积物向地下深处和沿坡向下的一种缓慢位移。以沉陷、下垂等方式向深处的位移，称为垂向蠕动；沿高地斜坡向下的缓慢位移，称为斜坡蠕动。下列条件——深处松软塑性岩土(黄土、粘土)的压密；由于水的冻结和融化形成软化岩土(低温蠕动)；抽取石油、天然气等物体时个体矿物颗粒的淋溶、地下水的渗流等，都可引起蠕动现象。蠕动结果使地表形成平缓碟形洼地，周边斜坡裸露，坡脚处有崩积物的丘陵状岩堆。

2. 水-重力作用

广泛分布于斜坡上的土体移动，被称为滑坡现象。参与滑坡位移的有坚硬岩石的巨大岩块(块体滑坡)和保留原生构造的岩石碎块(块石滑坡)，不够坚硬的、具层理的裂隙岩石，以及具有崩塌、坡积和土壤成因的松散-细碎屑斜坡堆积物。滑坡作用可能牵动整个斜坡或其一部分，

以及冲沟河谷，使之形成滑坡区。

滑坡区的表层部分划为：陡峻的凹形壁——滑坡体的断壁，平坦的斜坡地段　　滑坡床或者滑面(图 12.2)和滑坡体。

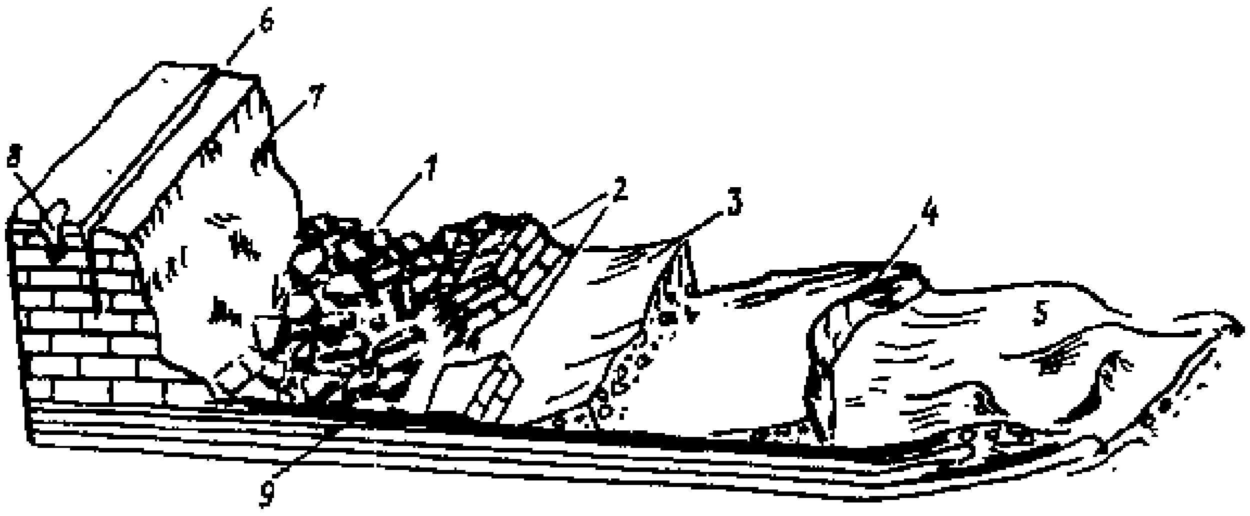


图 12.2　崩塌堆积体的类型

1—崩塌类，2－块体滑坡类，3－阶梯状滑坡类，4－环状滑坡类，
5－隆起丘，6—断开裂隙，7　断壁，8—塌陷，9—滑坡床

滑坡床是滑坡体沿其运动的一段斜坡。滑坡床倾角越陡，滑坡体运动越强烈。5°倾角就可开始产生滑动，而在水体底部，滑动的起始角为 1°。

滑坡体可有不同的规模和形态。滑坡体表面常有一些向斜坡内倾的平台，前沿部分有断开的、起伏不平的斜坡，滑坡前沿的朝向与滑坡运动方向相反。当斜坡表面比较平坦并与斜坡平行伸展时，滑坡体类似于河流阶地(阶梯状滑坡)。滑坡体表面在平面上也常呈半圆形(环状滑坡)。有时滑坡体沿冲沟向下滑动，呈伸长的舌状。滑坡通常沿粘土岩运动，而粘土岩是含水层的隔水层，因此，常饱和水分。水破坏滑坡床与上覆岩层的连结，从而有助于滑坡作用的发展。因而，滑坡被看作是水-重力作用现象。

与崩塌相比，滑坡体运动相当缓慢。例如，已知克里米亚的一些滑坡，年移动距离为 100 至 0.1 m；同时，这种运动又是不均匀的：快速运动时期与缓慢运动时期相交替，甚至还有很长的平静时期。滑坡体的各个部分运动速度不同，因此形成一些裂隙，滑坡内部的断壁；在块体滑坡和碎石滑坡中常发生许多小型崩塌，有时滑动的坚硬岩块整个垮塌；在运动过程中崩塌的滑坡属于崩塌-滑坡类型。有各种原因可以引起滑坡的产生或者滑坡作用的复活，因而可出现各种类型的滑坡。在滑坡体上部增大压力引起外冲(下推式)滑坡。当斜坡下部卸荷时又可造成一些由连续分布的断片代替滑坡体的带，即形成牵引型滑坡(自行滑移式)。如果斜坡与海浪冲刷有关，则形成冲蚀型滑坡；河谷边坡脚被河流破坏，则形成侵蚀型滑坡；地震时产生地震成因滑坡；在滑坡区由于人为地质作用，出现人工或人为滑坡。

在冰雪融化期、暴雨和长时间降雨之后，滑坡床得到水量补充，几乎都会引起滑坡作用的活化。

滑坡体的规模和体积各不相同，有时是特大型的。不久前，在高加索山脉北坡，大于 $2\times10^8\ m^3$ 体积的山体滑动了 2 km。在克里米亚山区有大型的块体滑坡和碎石滑坡。例如，有一河谷型碎石滑坡体淹埋了位于河南岸的长 3000 m 的山岭。

滑坡给国民经济带来巨大危害。它们毁坏耕地、果园和公园，造成森林、房屋建筑、桥梁和公路的毁坏。1884 年在萨拉托夫城，滑坡毁坏了伏尔加河沿岸 300 栋房屋。滑坡给临海城市的经济以及位于河谷和山坡处的居民点带来很大的损失。

3. 重力-水作用

重力-水作用形成过程中，无论是地下水还是地表水(大气降水)都起着重要作用。在这种作用中的固体物质是破碎的，并以“固体”流的方式进行运动，而不像上述滑坡作用中的物质是以滑塌或者滑移(滑溜)的方式移动。这类范畴中的重力现象可分为滑坡流、堆塌滑流、泥石流、火山成因岩流等几种类型。此类滑坡作用，通常在融雪期或暴雨期最为猛烈。水浸透岩石，破坏岩体各部分之间的连结，甚至破坏了颗粒之间的连结，岩土液化，并开始沿坡向下流动。就这样形成了滑坡流，通常沿河谷或小溪运动。

滑坡流中物质的主要成分均失去了原有结构，因此，堆滑物沉积并干燥后，一些土块粘结起来，其中仅仅局部地保存了一些较小的滑坡体尚未失去原有结构。滑坡流表面总是起伏不平的，滑坡体的形态为大大拉长的椭圆形。鉴于这种滑坡体按形态酷似山地河谷冰川，有时也称为冰川滑坡。在河谷出口处的下部，冰川滑坡呈扇形散开。

离源头不远的小型泥石流称为堆塌滑流。

泥石流是一系列重力-水现象中的极端形式。在欧洲这种现象称为冲刷性山洪。在发生山洪泥流中地表水起主要作用：雨水、暴雨、河水，还有少量地下水。根据所携物质粒径大小，可将泥石流分为：含泥质石流，这是含等量细颗粒与粗碎屑岩的泥石流；含大量巨块岩石——漂石、碎石的水——石流(图 12.3)和细粘土颗粒占明显优势的泥流。泥石流发生突然，流动速度快。在泥石流前锋部分固体物质卸除，泥石流边缘形成陡壁。

图 12.3 阿富汗依斯塔利夫河的泥石流堆积

泥石流堆积是未分选的各种粒径的碎屑岩，有时是漂石、碎石、角砾；有时又是粘土、砂和土壤。有时在山涧出口处的粗碎屑泥石流堆积中进行第二次分选，水冲走细粒物质，使其沉积于下游部位。当被冲刷的斜坡由细碎屑岩组成时，也常见到泥流。

泥石流最容易发生在大陆性气候条件下，暴雨期或暴雨之后。泥石流冲出物可淤满山前盆地和山间盆地，形成数米厚的粗碎屑岩沉积层。有些泥石流是由地震引起的，例如，1949 年中亚地震引起巨大的泥石流。这次泥石流毁灭了塔吉克斯坦的哈衣特村，沉积层厚达 60 m。泥石流广泛发育于高加索、克里米亚，特别是中亚山区。在这些地区泥石流带来很大的危害，时常造成严重的灾难。例如，1921 年一次泥石流淹没并毁坏了阿拉木图城市的一部分，造成数百人伤亡。1940 年一次大山洪席卷了北高加索巴克桑河谷，它冲出了大约 3×10^6 m^3 固体物质，其

中有大量直径大于 1 m 的巨大块石。不久前在帕米尔，从贡特河支流冲出泥石流，有数百立方米的泥质、漂石、碎屑岩和树木等等，在数分钟内覆盖了很厚的山间河流河床，筑成了一座坝，在坝上游 3 昼夜间形成一长度大于 2.5 km 的湖泊。

在活火山斜坡上可产生与泥石流相类似的含泥质石流。这些现象与暴雨或融化的冰水和雪水有关，它们常随着火山喷发而发生。这些水流裹携了位于斜坡上的松散火山岩。这些火山含泥质泥流称为泥流(图 12.4)。

图 12.4 印度尼西亚阿贡格山斜坡上的泥流沉积

4. 水下重力作用

水下重力作用是海底物质的移动作用。在水下陡立的斜坡上可能形成崩塌。在相对较陡的坡上，沉积物在自身重力的作用下开始滑动，造成与地表上相类似的滑坡形态。岸边崩塌以及从岸边滑落到海中的滑坡体造成对海洋沉积物的附加荷载，由此引起或加速滑坡作用。水下滑坡能够波及整个斜坡，或者沿水下峡谷、地沟移动。海底和洋底广泛发育碎屑岩的类似泥石流的移动，碎屑岩既有从陆地带来的陆源沉积，也有形成于海洋的原地沉积物。所有碎屑物质都饱和水，并以浊流形式在海底附近运动。

12.2 研究重力作用的实际意义及防治措施

已如上述，重力现象使人类受到很大的危害。这些现象的产生常出乎意料并迅如闪电，因而造成灾难，对其预测实际上是不可能的。只有对引起滑坡作用的所有因素进行详细研究，对其动态进行长期观测，才能采取措施，防治这些现象。斜坡中的裂隙及其急速增长，可以作为崩塌-滑坡作用的先兆。对地表水，尤其地下水动态进行观测，对预报重力作用有重要意义。前苏联滑坡地区设有专门的抗滑工作站。在这些工作站对能引起崩塌、滑坡、泥石流和其他伴生现象的因素进行长观测。

防治滑坡的具体措施有以下几种：加固滑坡斜坡，在其上种植具有巨大根系的树丛，打入抗滑桩，在滑坡斜坡下部建筑挡墙。将滑坡区的地表水用排水槽疏走，而斜坡上游区的地下水用探槽截流和用管道排走。在海岸和河岸修建防护坝和防波堤，以防河岸破坏和冲刷。进行土

建工程时，避免在滑坡体前部挖坑，以防在地面造成附加荷载（修建建筑物、堆弃土石等等）。

防治泥石流更加困难。泥石流常常从很大面积上吸收固体松散物质。为防止这些物质被冲走，需在裸露的斜坡上种植植物，修建小型防滑的拦挡建筑，以防残积物、土壤、坡积物、崩积物等滑动。在发生泥石流的河谷，修筑一些横向堤坝，以减缓泥石流的流速和拦截所携带的固体物质。可举出一些防护措施的实例。例如为保护哈萨克斯坦共和国的首都，在小阿拉木图河上修建了大坝。在这条河上，泥石流现象发生的周期是：中等强度的泥石流每5年发生一次，而像1921年那样猛烈的泥石流，百年一遇。1966年用大型爆破方法，向小阿拉木图河谷倾注了$>2\times10^6$ m^3的岩土，形成了高65 m、底宽约400 m的堤坝。但就是这个大坝也未能阻挡住巨厚泥石流的冲击。鉴于此，于1967年又将该坝加高至93 m，坝顶宽度已达60 m，而坝底已宽达450 m。这个大坝阻拦了1973年的一次泥石流，但泥石流淤塞了河谷达3/4坝高，因此，再次将大坝加高至145 m。

第13章　地壳运动、变形和断裂

13.1　构造运动

还在很古的时候，人类就已经认识到地壳不是静止不动的，而是经历了一定的运动和位移。2500多年前皮法戈尔(Пифагор)写到："坚硬的陆地变成海洋，海洋变成陆地。海生贝壳出现在离大洋非常遥远的地方，而在山顶上却发现了铁锚……陆地由于地震而沉没……平原抬升成山……"。古代文明民族希腊人和罗马人生活在火山活动和地震活动特别强烈的地中海地区，正是这种经历使他们得出了相同的结论。特别是古希腊人成了公元前1626年桑托林火山灾难性喷发的见证人。这次火山喷发使杰拉岛以及岛上米诺伊文化高度发达的居民几乎全部毁灭。许多学者推测，正是这场灾难，为阿特浪基达神话[1]的创立提供了依据。地中海地区地壳活动性很强的另一个证明是位于拿波里附近波佐市内罗马教堂的命运。这个教堂的大理石圆柱的基座位于海平面以下，软体掘石动物在大理石圆柱上清晰地刻划出以前海平面的位置，表明这里经历了不止一次的升降运动。事实上，发生升降的不是海平面，而是地面，教堂就是建筑在这样的地面上的。这些升降运动多半和火山活动有关，这里经常发生火山地震，其中最近一次火山地震是在不久前发生的。

1. 构造运动分类

然而，除了与地震和(或)以前火山喷发有关的快速、突发的地面运动外，还有非常缓慢、持续的地壳运动，常称为**长期运动**。亚里士多德猜想到了地壳长期运动，但最早是在欧洲北部地区观察到的，表现为海平面相对陆地的降低和升高。海平面降低出现在瑞典和芬兰的北部以及波罗的海的波的尼亚湾沿岸，致使港湾逐渐变浅；而在新地岛，几个世纪前沿岸建筑的码头却处在离现代海岸线相当远和比现代海平面高得多的位置。海平面升高迫使荷兰人从1911年开始在北海沿岸修筑大坝；由于黑海海平面升高，海水淹没了从保加利亚的索佐波耳到现在属于阿布哈兹自治共和国苏呼米地区吉奥斯库里亚的黑海沿岸的大部分古希腊移民区。

(1) 海平面的升降运动

当然，海平面升降不一定和海岸线的移动有关，也可以解释为海洋水体体积的变化或者大洋深度和体积的变化。这就是所谓的大洋的海平面升降运动，其中规模最大、表现最明显的海平面升降运动是由大陆冰川的形成和消失造成的，称之为**冰川海平面升降运动**。这样，在第四纪冰川最大的时候，大洋海平面下降超过了100 m。封闭水体的海平面经历了特别明显的升降运动，如里海的海平面升降运动决定于以伏尔加河等输入的水量和卡拉博加兹哥尔湾水的蒸发量。里海水位在最近几十年间下降了2 m多，但近几年又开始缓慢上升。

从1731年起，在芬兰沿岸开始对大洋和与大洋有关海域的水位进行系统观测，但在许多港口，这种观测是从19世纪80年代才开始的。最早的观测是在花岗岩峭壁上标定，后来采用了金属标杆，最后使用自动记录仪——水位计。观测结果的代数和表明，在最近100年间，大洋

[1] 古希腊传说中大西洋的大岛，后因地震沉没。——译者注。

海平面以平均 1.3 mm/a 的速度缓慢上升，个别港口的海平面变化相当大，有的地方超过了 1 cm/a。在波罗的海同时记录到了这样的现象：在斯德哥尔摩-列宁格勒一线以北，海平面似乎是下降的，但以南的海平面则相对稳定或上升。这一事实仅用大洋海平面本身的升降是不能解释的。显然，其原因只可能是波罗的海北部海岸抬升和海平面下降，后者被其南部的海平面上升所补偿。

(2) 地壳的升降运动

即使在远离海岸线的地方，也能观测到地壳的升降运动。自上个世纪后半叶以来，沿着为了火车安全行驶而铺设的铁路干线，用高精度水准测量方法就记录到了地壳升降运动。但在中亚地区的费尔干盆地和麦索波塔姆低地，发现地壳升降运动的历史要早得多，这个地区的居民不得不经常加深切过广抬升高地区的灌渠(在费尔干称为“沟渠”)，这些高地抬升的速率超过了 1 cm/a。

在以百万年计的地质历史期间，缓慢的地壳升降可以使地球表面发生巨大变化。例如，由早古生代(大约 450 Ma)海相石灰岩组成的珠穆朗玛峰是地球上最高的山峰，可是在距今约 40 Ma 的时候，作为这座山峰基础的喜马拉雅山还不存在，后来它却从海平面几乎上升到了 9 km 的高度，在最近几百万年间上升的速度最快。即使如此，每年几毫米的速率就足够了。

为了用高精度仪器设备研究地壳的垂直运动和水平运动，第二次世界大战以后，前苏联在从科拉半岛到中亚地区的很多地方建立了一系列专门实验场。地壳的水平运动较早就受到人们的注意。它首先是与大的地震有密切联系，地震时地表的水平位移可达数米(1906 年圣弗朗西斯科地震，1953 年戈壁阿尔泰地震等)，用重复的三角测量方法，同样可以发现地壳的水平运动。

对现代地壳垂直运动和水平运动的研究表明，运动的速率平均不超过 1—2 cm/a。这个数字看起来似乎微不足道，但是，这样的运动在数十万年和数百万年期间一直持续地进行着。1 cm/a的速度意味着能在 1 Ma 内产生一座 10 km 高的山，这比喜马拉雅山还要高，而除了尚未结束的第四纪外，一个地质纪延续的时间都有数千万年。假若在这样长的时间内，地壳运动的方向保持不变，假如上升的山脉没有受到剥蚀作用的影响，或者假如盆地的沉降没有被堆积的沉积物所补偿，那么，地形的起伏就会比实际看到的要大得多。

(3) 岩石的变形

地壳运动使组成地壳的岩石发生在地表可以看到的褶皱变形。地壳运动和岩石变形是由各种原因产生的应力所引起的，作用在物体单位面积上的外力称为应力，而变形是物体在应力作用下形状和大小的变化。材料抵抗产生变形力的能力叫作强度，而变形量不仅取决于应力的大小，还取决于岩石的抗压强度和抗拉强度。岩石的抗压强度一般大大超过其抗拉强度(不小于 1 个数量级)。

像任何其他材料一样，岩石变形可以是弹性的、脆性的或塑性的。弹性(弹性模量)是物质抵抗连续变形的性质。如果在弹性极限以内，变形就是弹性的，在应力解除后，物体的形状可以恢复。在应力迅速强烈增加的情况下，岩石很快达到弹性极限，此后便遭受脆性破坏。如果应力缓慢增加，在达到足够大的量值时，岩石就过渡为流动的塑性状态，遭受塑性变形。

地壳上部的大部分岩石经受了脆性破坏，只有少部分岩石(粘土、岩盐)具有塑性变形的能力。但在地壳深处，随着温度和围压的增高，尤其是在水或其他流体饱和的条件下，岩石塑性变形的能力大大提高，包括在近地表条件下表现为很脆性的那些岩石(如大理岩)，在有外力附加

的情况下，也表现为具有流动的能力。在恒定载荷或恒定应力作用下，缓慢连续的塑性变形叫做蠕变。

变形使岩石的原始产状受到破坏，对于水成沉积岩层和火山熔岩层来说，其原始产状是水平或近水平的。岩石受到挤压形成褶皱(图 13.1)，或被裂隙和断层分割，并伴随有被切割岩块的位移。褶皱、裂隙和断层统称为岩石的破坏。在海岸和河岸、在铁路线和公路线的开挖处，可以清楚地观察到这样的破坏。它们和岩浆岩的侵入一起，决定着山脉中和平原下面(通常在某一深度上)各种岩石极其不均匀的分布和变化无常的产状。岩石分布和产状的这种特点就构成了构造，即一部分或全部地壳的结构。构造也控制着各种有用矿产的分布，因为矿产一般和一定类型的岩石(许多岩石本身就是有用矿产，如大理岩、粘土、岩盐等)及岩石的一定产状形式有关(如石油天然气矿产和背斜褶皱的上弯部分有关)。

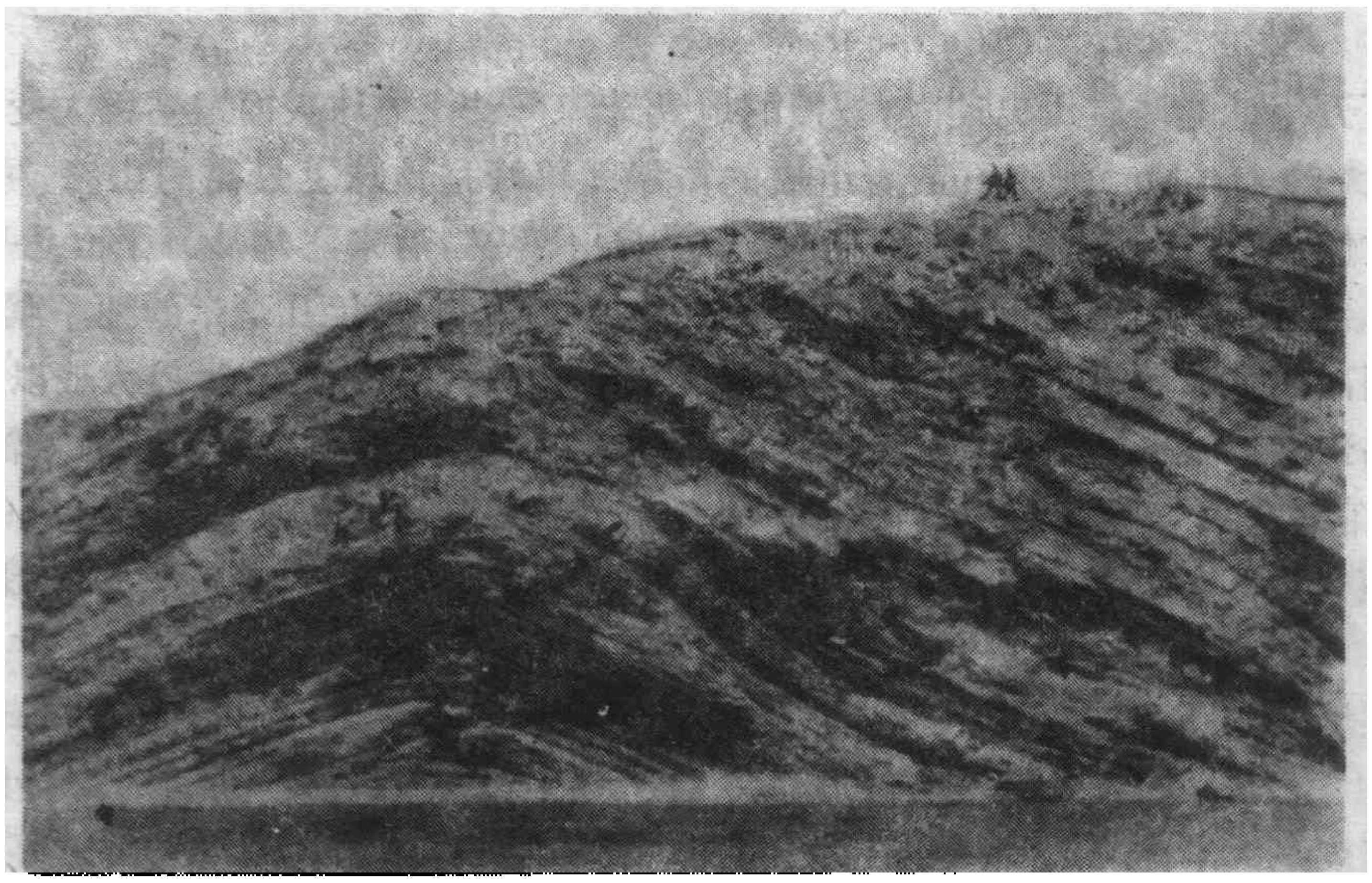


图 13.1　塔拉斯山新元古界沉积岩层的褶皱

2. 大地构造学

研究地壳运动、变形和破坏的是地质学的一个分支学科——大地构造学。这样，大地构造在一定程度上是“构造”这个术语的同义词，“地壳的大地构造”的表述和“地壳的构造”的表述大体具有相同的意义。但人们常说“大地构造的”，因为构造的概念使用范围更广。例如，指岩石的内部结构或沉积岩(如礁体)的产出形式，或者侵蚀地形的埋藏残山。由深部过程引起的地壳运动叫做构造运动，地壳变形叫做构造变形，地壳破坏叫做构造破坏或构造变动(指的是岩石产状受到破坏)。变形是一个过程，破坏是这个过程的结果，而运动则是变形的原因，同时又是变形的结果，但它们共同的原因是构造应力。构造应力表现为三种基本的形式：拉张、挤压和剪切，在空间上它们可以有各种方向。应力本身产生的原因将在下一章中叙述。

正如前文所述，构造运动首先是以其相对于地表的方向互相区别的，可以分为垂直运动和水平运动或者径向运动和切向运动，因为第一类运动是沿着地球半径的方向，第二类运动是沿着地表切线的方向。这种划分有很大的人为因素，因为第一，运动的方向并非严格地沿着半径方向或切线方向，而是和地表成一定角度的斜交；第二，在自然界不止一次地发生过水平运动过渡为垂直运动或相反的情况。例如，水平拉伸引起沉降，水平挤压使岩层褶皱、隆起；岩层上弯伴随着拉伸和沉降等。

对目前正在发生的现代构造运动，人们可以进行直接研究和用仪器观测，确定其方向性，如垂直运动可以是正的（上升）或负的（下降），同样也可以确定运动的速度。关于地质历史中的构造运动则可以根据其结果做出判断，在距今 30--40 Ma 的地质历史中发生的构造运动是最新的运动，在现代地形上有所表现，即上升形成山脉，下降形成低地、海盆和洋盆。但是必须估计到，构造运动在地表的表现和具有相反方向的作用相互间的制约。例如，剥蚀作用，首先是河流的侵蚀作用阻碍着在上升的垂直运动引起的山脉的增长；而从陆地搬运来、并在海底沉积的堆积物，会阻碍由于构造沉降造成的海盆深度的增加。所以，上升运动要在地形上反映出来，运动速度必须明显大于剥蚀速度；形成深海盆地所必须的条件是沉积物堆积量不大。如果构造运动的速度接近于剥蚀速度或沉积物堆积的速度，相应地就形成了剥蚀平原（如俄罗斯平原）或堆积平原（如西西伯利亚平原）。

可见，为了合理估计上升运动的绝对量和速率，必须将从抬升开始起的可能的剥蚀量加到地形高度上；而为了确定沉降的绝对幅度和速度，必须将盆地的深度和在盆地底部堆积的沉积厚度一起考虑。第一种情况的估计要简单些，因为剥蚀作用先从山坡开始，只是后来才涉及到山的近山峰部分，所以，剥蚀量有时可以忽略不计，但必须注意，地形高度仅给出了抬升幅度的最小估计值。

对于渐新世-第四纪（最近 40 Ma）以前的地质历史，根据地形估计抬升量通常是不可靠的，因为更古老的地形一般来说没有保存下来，而现代的山脉是在渐新世以后才开始隆起的。因此，只能根据从山脉搬运来的碎屑沉积物的体积，间接地判断抬升量。沉积物体积越大，沉积物粒度越粗，抬升也就越强。沉积物本身保存在长期稳定的沉降带中，在这里沉积物的厚度又可以是沉降幅度的量度，这种方法在沉积物为浅海沉积的情况下尤其可靠。厚度巨大的沉积物堆积只是在盆地底部发生持续构造沉降的条件下才能进行，否则沉积物会非常迅速地填满浅水水域（或水域的浅水部分），沉积物的继续堆积就不可能了。因此，浅水沉积物厚度分布的分析是恢复古生代下降垂直运动幅度和速度的最重要的方法。

在已知这种或那种沉积物形成时的初始深度（如礁灰岩形成深度不超过 35—40 m）和它们现代产出深度的情况下，有时也可以确定构造沉降的幅度。比如用这种方法查明了太平洋中许多环形礁的底部沉降了上千米或千米以上。

查明地质历史时期的水平运动需要采用更为专业化的方法，古地磁方法就是其中之一。这种方法的基础在于，含有铁磁性矿物（磁铁矿、钛磁铁矿和其他矿物）的岩石中，铁磁性矿物排列的方向记录了岩石形成时的磁场方向。这是因为矿物从熔体（岩浆岩情况）或水体悬浮物（沉积岩情况）中沉淀下来时，铁磁性矿物晶粒的长轴沿着当时磁场的磁力线方向取向。在定向岩石标本中确定磁偏角和磁倾角的方向，就能够确定该岩石形成时的磁极方向和所处的纬度。把这些数据和岩石现在的产地进行比较，或者把不同地区相同时代岩石样品的数据和它们现代的位置进行对比，就能够估计它们发生过的相对水平运动量，然而这种估计的准确性不高。

根据岩石露头在地表被断裂错开的距离，如花岗岩体或有一定组成和时代的沉积岩系被错开的距离；根据同一地形要素（河道、冲沟线）被错开的距离，以及地球物理资料，如磁异常或重力异常轴被错开的距离，都可以确定沿构造断裂水平位移的幅度。

对地质历史中构造运动的研究使人相信，构造运动贯穿于整个地球历史。构造运动的速率处处不同，时时不同，但平均不超过现阶段观察到的速率，而且更可能的是地质历史时期构造运动的速率更低一些。在构造相对稳定地区，垂直运动表现出方向交替的特征，在保持以某个

方向为主的背景上具有振荡运动的性质。水平运动的特点是位移方向的稳定性较大，但也不是绝对的。因此，水平运动的总幅度要大得多，和垂直运动的几十公里相比达到了几百公里，在大洋甚至达到几千公里。垂直运动的幅度反映在地壳底部——莫霍面的位移或者表现为将大陆地壳下部层位在 30～40 km 深处的高温和高压条件下遭受变质（麻粒岩相变质作用，详后）的岩石抬升到现代的地表。

13.2 构造变动

构造变动或构造破坏通常分为两个主要类型：褶皱变动和断裂变动。有人建议再分出第三个类型——贯入变动。

1. 褶皱变动

褶皱变动有四种基本形式：岩层向上凸起的弯曲——背斜，岩层向下的弯曲——向斜，背斜和向斜往往相连；挠曲——岩层急剧弯曲且连续连结了不同高度的平缓岩层，单斜——宽阔的岩层倾斜产出的部分（图 13.2）。在背斜和向斜中区分出翼和转折端（图 13.3）；褶皱转折端的转弯处称为枢纽，它在水平面上的投影是褶皱轴（轴线），通过枢纽并和两翼保持距离相等的面叫做轴面。直立褶皱的轴面处于直立的位置，倾斜褶皱的轴面靠近比较平缓翼的一侧，在倒转褶皱中轴面也是靠近平缓翼的一侧，而平卧褶皱的轴面处于几乎水平的位置（图 13.4）。褶皱还以根据转折端和翼的形状划分为尖棱褶皱和箱状褶皱，等斜褶皱的两翼几乎平行倾斜

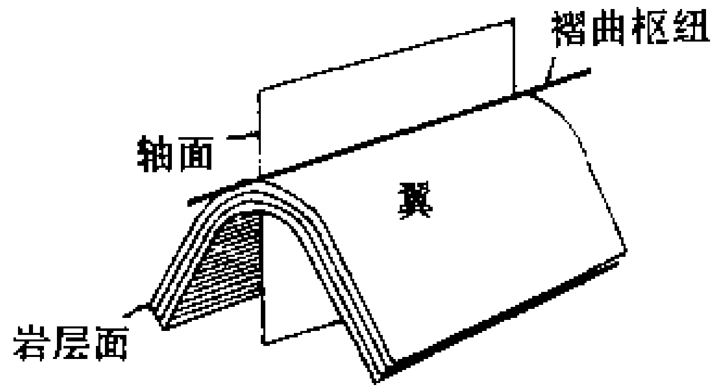


图 13.2 褶皱变动的类型

（a）背斜，（b）向斜，（c）单斜，（d）挠曲

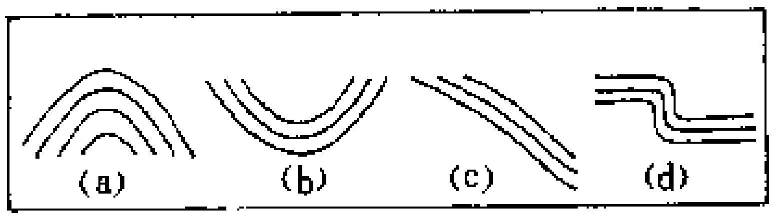


图 13.3 褶皱要素

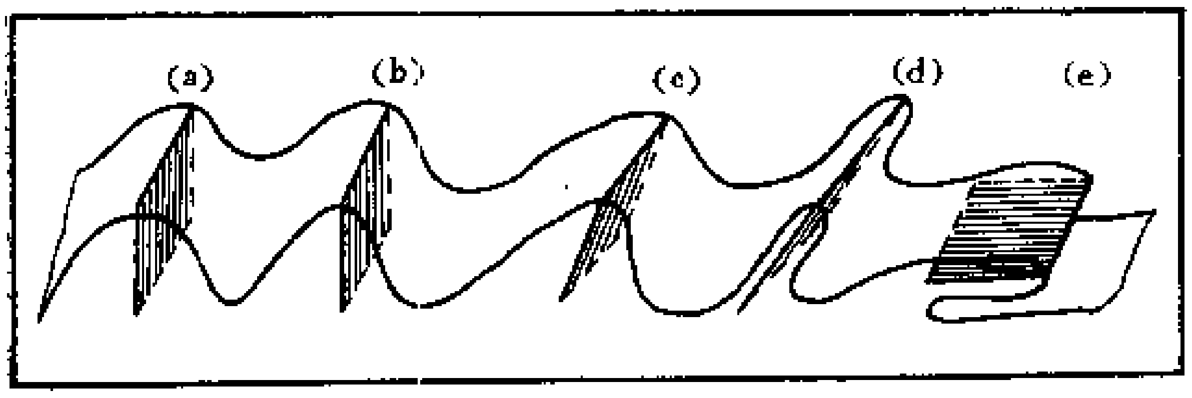


图 13.4 各种形状的褶皱（根据轴面的位置）

（a）完全对称的褶皱，（b）完全不对称的褶皱，（c）倾斜褶皱，（d）倒转褶皱，（e）平卧褶皱

（图 13.5）。褶皱也可以按照其在平面上的长度和宽度比值进行分类，长度远远超过宽度的褶皱称为线性褶皱，它们常常在很大距离内相互平行延伸；长度和宽度比值等于或小于 3∶1 的褶皱称为短轴褶皱，即短的褶皱，相应地就有短轴背斜和短轴向斜（盆）。轴的长度（长、短轴）大体相等的背斜称为穹隆，向斜称为"盆"。在穹隆的核部往往有岩浆岩或者岩盐、粘土等高塑性岩石产出。这样的构造已经属于贯入变动的类型了。高塑性岩石常穿透背斜翼部的岩层，形成

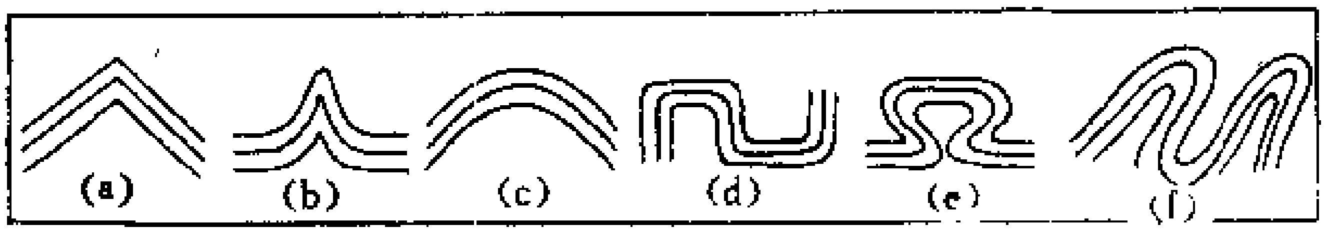


图 13.5　各种形状的褶皱（根据转折端和翼的形状）

(a) 尖棱褶皱，(b) 梳状褶皱，(c) 拱状褶皱，(d) 箱状褶皱，(e) 扇状褶皱，(f) 等斜褶皱

了穿透核，具有穿透核的褶皱称为底辟褶皱(图 13.6)。

线性褶皱是褶皱系中心部分的特征，褶皱系常表现为山脉(高加索、天山、阿尔泰等山脉)。

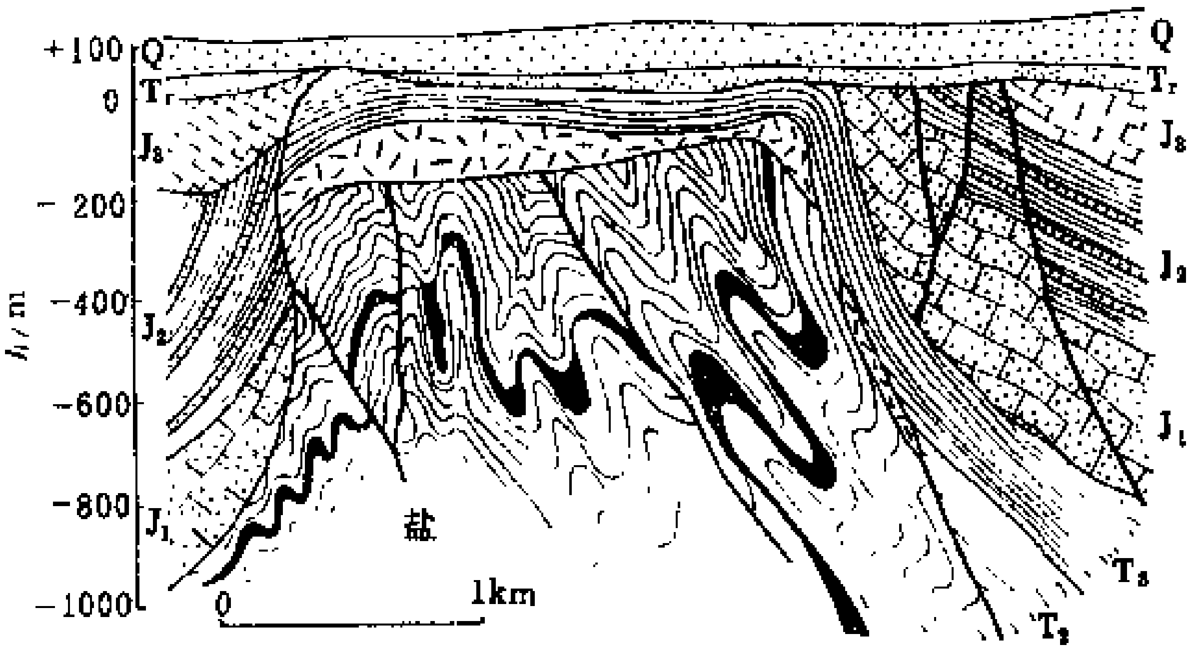


图 13.6　底辟褶皱(波兰某盐丘)

短轴褶皱出现在褶皱系的边缘部分，相互的关系常是雁行状排列。线性褶皱组合成上弯的束或下弯的束，分别称作复背斜和复向斜。穹窿发育在巨大的盆地中，也发育在岩层产状总体近于水平的地区(在地台上，见下面)。

2. 断裂变动

在断裂变动中分出两个亚类：裂隙(构造裂隙)和断裂，裂隙是指受切割的岩块没有相对位移，而断裂时受切割的岩块有相对位移(断层)，或简单地称为构造断裂。岩石的裂隙普遍发育，但应该将构造裂隙和与岩浆岩的冷凝作用和沉积岩的成岩压实作用有关的裂隙区分开来。然而，由于上述作用可以在构造应力场中发生，在大多数情况下构造裂隙和非构造裂隙的方向是一致的。这种方向性在全球规模上是稳定的，并且受地球旋转体的控制。星球规模的裂隙主要有 4 个方向：纬向、经向和与它们斜交的两个方向(北西-南东向和北东-南西向)；有时可区分出 6 个方向：即还有两对斜向的裂隙(北西西-南东东向、北东东-南西西向、北北西-南南东向、北北东-南南西向)。

在有相对位移的断裂中，深大断裂属于一种特殊类型，对此裴伟(A. B. Пейве)首先做过全面描述。按这个术语理解的断裂是分隔了巨大的地壳断块，完全穿过地壳达到上地幔，伴随有莫霍面的相对位移，延伸距离很长，并且具有长期发育的特点(数百万年或更长)。

根据称为断盘的岩块的相对位移方向，壳断裂可以分成不同类型。如果位移面(断裂缝)不是直立的，位于该面之上的断盘称作上盘，相对的断盘称为下盘。如果断裂面直立或者断裂面倾斜，上盘相对下降，这种断裂称为正断层(图 13.7)。在这种情况下，上盘是否经历过相对下降或者下盘相对上升并不重要，重要的是它们最终的关系如何。如果上盘相对于下盘上升，这样的断裂叫逆断层，位移面倾角大于 45°的同类断裂称为逆冲断层。正断层形成于拉张环境、

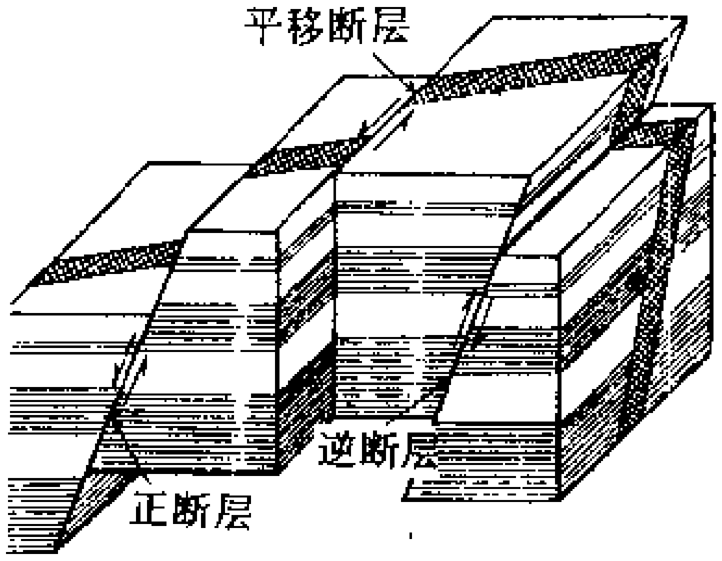


图 13.7 断层破坏的基本类型

如背斜的顶部，而逆断层和逆冲断层则形成于挤压环境。在逆断层，特别是逆冲断层的情况下，上盘不只是相对于下盘上升，而且覆盖在下盘之上，位移面越缓，上盘超覆下盘的水平距离也越大。换言之，上盘经历了一定的水平运动，使岩层在垂向上发生重复，而岩层原来所占据的面积减小了。正断层的情况恰好相反，当断层张开时岩层原来所占据的面积增大。

在逆断层的断层面几乎水平、有时具有波状起伏的情况下，水平位移的幅度特别大。这种构造被称为构造推覆断层或碾掩断层(图 13.8)。由于推覆构造的形成使一些岩层水平超覆在另一些岩层之上，超覆距离可达几十公里，有时达到几百公里。被称为外来体的推覆体是超覆在推覆底盘即原地体上的数百米或几公里厚的岩片。外来体的岩层产状可以是倾斜的、几乎

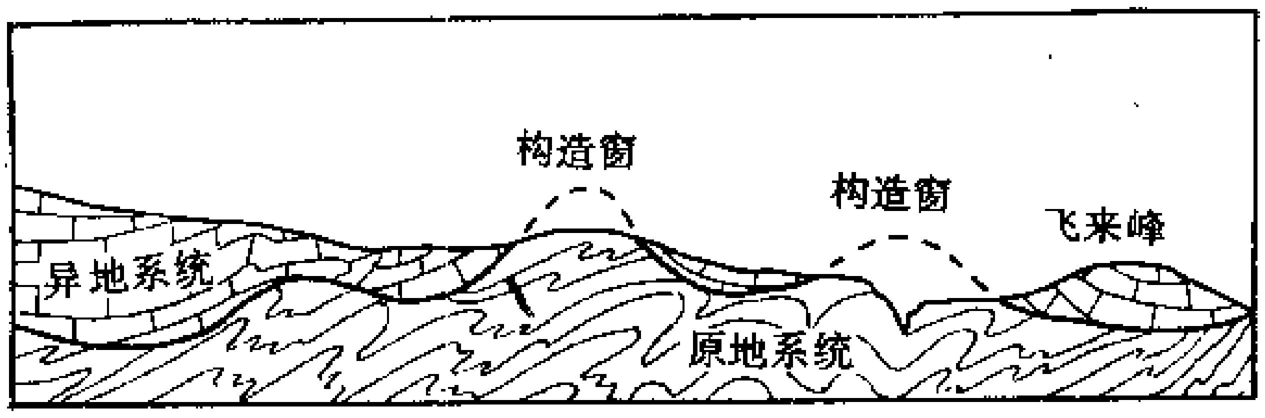


图 13.8 构造推覆(推覆断层)

水平的，或者有时和推覆面一起发生褶皱。在切割很深的河谷或被剥蚀的外来体背斜的核部可以见到原地体出露，这样的地方叫构造窗。外来体的前缘部分经常受到破坏，只留下孤立的残山，它们通常作为山峰保存下来，这就是飞来峰(构造推覆的证据)。沿推覆断层的水平位移量可根据从最后一个构造窗到最前一个飞来峰之间的距离或者钻到了原地体的钻孔资料来确定。

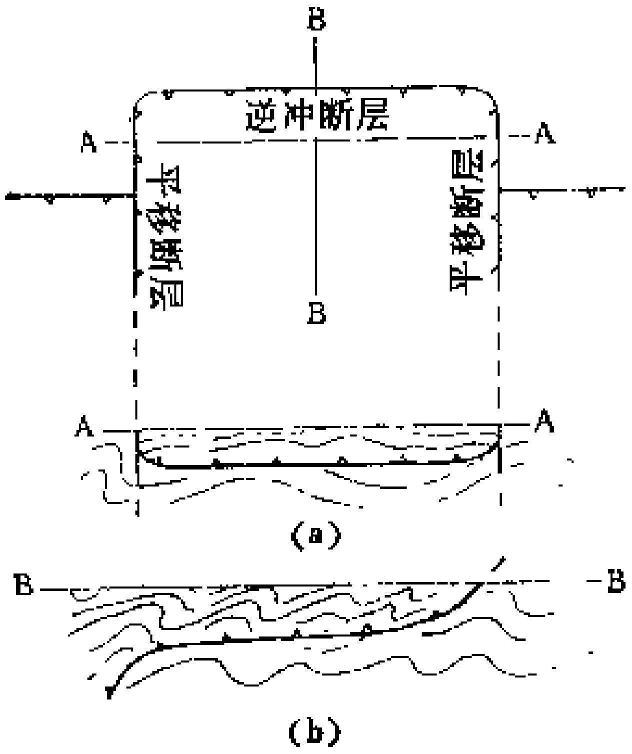


图 13.9 平移断层和逆冲断层的结合

(a) 平面图，(b) 剖面图

逆冲断层和推覆断层的存在是褶皱系所具有的特征，如喀尔巴阡山、高加索、乌拉尔、天山等许多褶皱系，并且是在水平挤压条件下和褶皱同时形成的。在较晚的阶段，即造山作用达到最大的阶段；褶皱系的构造被正断层和平移断层所复杂化。平移断层与正断层不同，因为被平移断层分隔的岩块沿直立面的位移既不是上升也不是下降，而是在水平方向上运动。如果观察者对面的一盘向右运动，称这样的断层为右旋平移断层；如果岩块向左运动，则称之为左旋平移断层。和逆冲断层一样，平移断层也是在挤压条件下形成的，而且它们经常和逆冲断层相伴出现，起着侧翼边界的作用(图 13.9)。正断层在

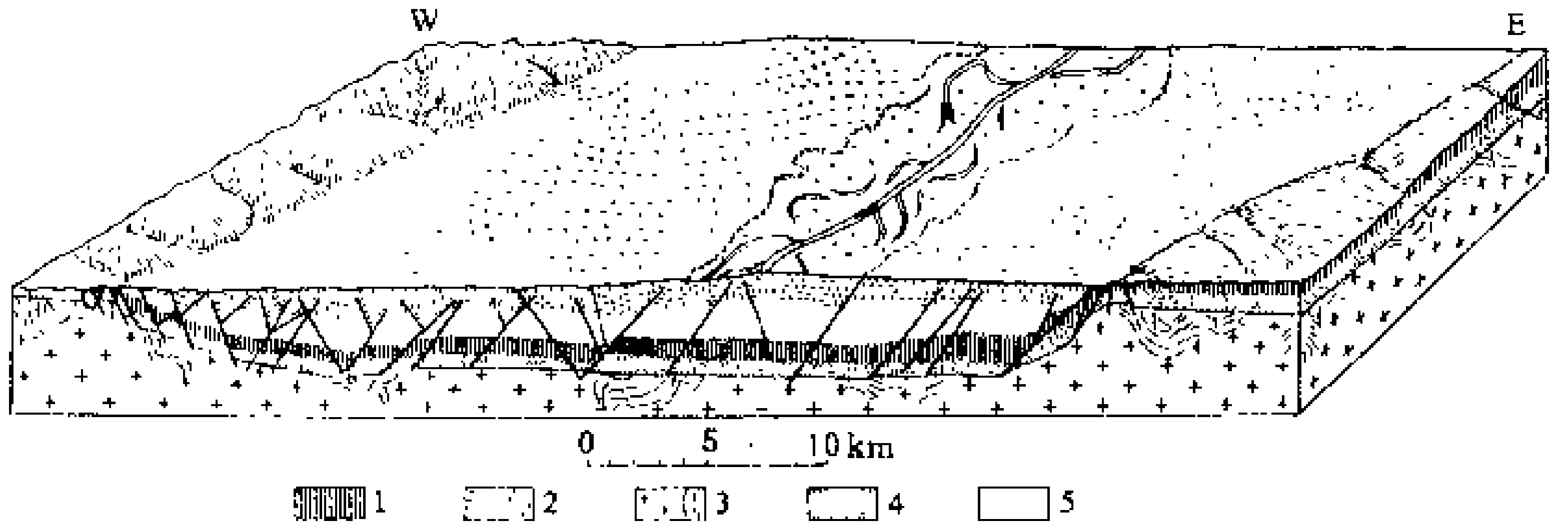


图 13.10　卡尔斯鲁厄以北的上莱茵地堑的块状图

左侧(西部)为孚日山,右侧(东)为黑森林山

1　中- 上三叠统,下 -中侏罗统；2　新第三纪和第四纪沉积物；

3--古生代基底；4 - 上二叠统和下三叠统；5- 老第三系

自然界广泛分布,在褶皱系内和在岩层产状近于水平的地区以及在地台上都有产出。更为普遍的现象是沿同一断层同时兼有垂直运动和水平运动,这时可将断层称为**正平移断层**或**逆平移断层**。

断层运动面有各种表现,这由断层两盘岩石的成分和物理状态、运动强度、水饱和度等多种因素决定。有时断层面磨得非常光滑,称为**摩擦镜面**。在这些“面”上经常有因刻划产生的水平或倾斜的擦痕和沟槽,据此可以确定断层两盘的相对运动方向。在另外一些情况下,断层面

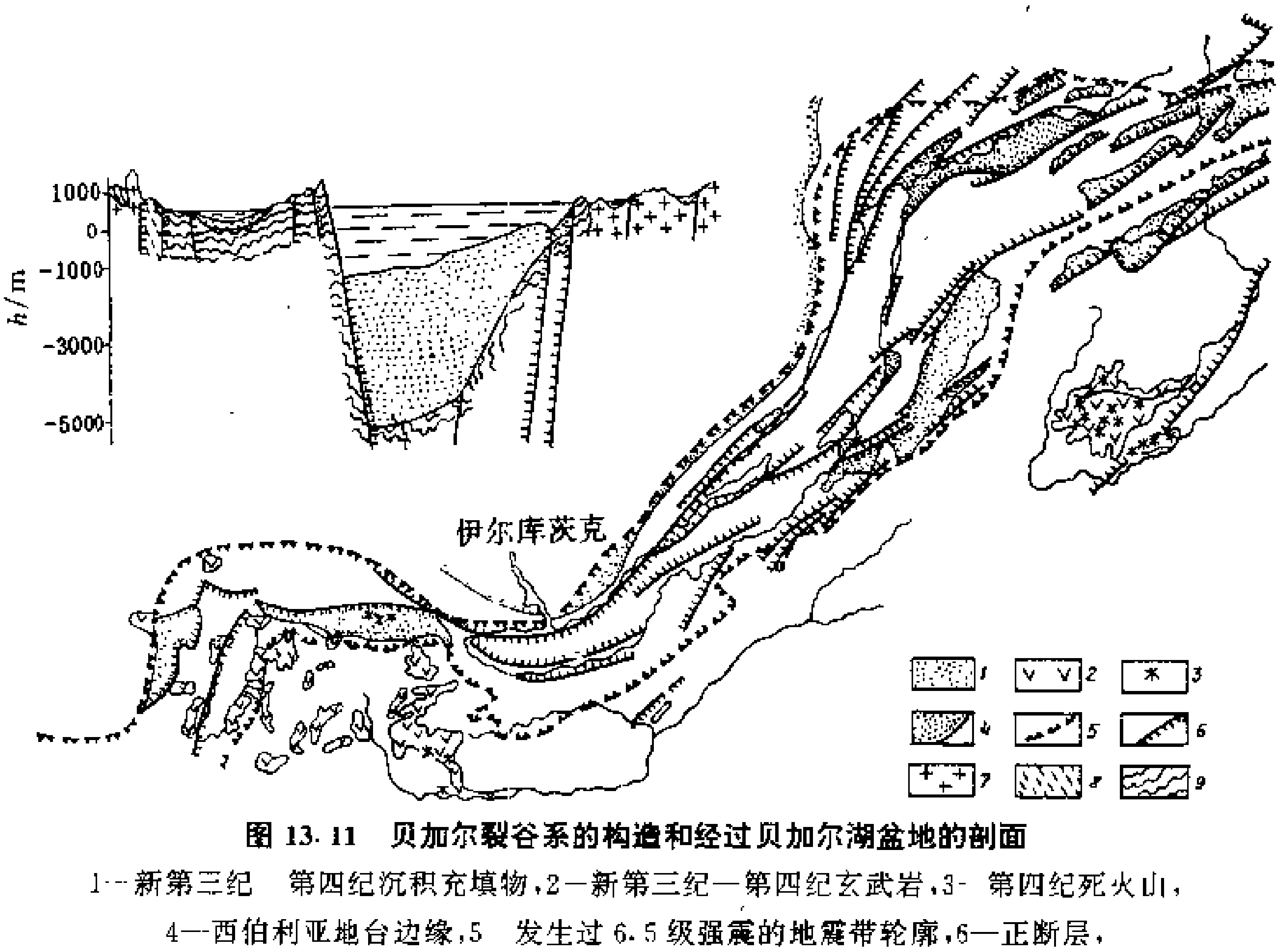


图 13.11　贝加尔裂谷系的构造和经过贝加尔湖盆地的剖面

1--新第三纪　第四纪沉积充填物,2—新第三纪—第四纪玄武岩,3- 第四纪死火山,

4—西伯利亚地台边缘,5　发生过 6.5 级强震的地震带轮廓,6—正断层,

7—花岗岩(元古代),8　下元古界变质岩,9--太古界(大理岩、片岩、片麻岩)

附近一定宽度内的岩石发生破碎，变成构造角砾。有时坚硬的岩石破碎成粉末状，粉末的混合和硬结就成为糜棱岩。如果混合物由泥质形成，就称为构造泥。一般松软的岩石常碎成泥状或粉砂状，其中含有各种大小，有时很大的棱角状岩块，这就是混杂构造岩，它们常出现在逆冲断层面的底部。

3. 地垒、地堑及裂谷

地垒、地堑及裂谷包括正断层在内的构造断层经常成群出现，相向倾斜的正断层或垂直的正断层组合起来，并伴有中间岩块下掉，就形成了地堑；向外倾斜的情形是中间岩块相对上升，岩块的一侧或两侧有外倾正断层限制，则形成地垒。大地堑的经典实例是贝加尔湖地堑，湖底位于水下 1731 m 深处；还有莱茵地堑，它的两侧被地垒——高地所限制；西侧为孚日高地，东侧是黑森林山高地（图 13.10）。完整的巨大地堑系以东非最为著名，局部有湖泊发育。在众多的湖泊中，坦噶尼卡湖和贝加尔湖相似，但其深度要小些。红海也属于东非地堑系。

长数百公里甚至数千公里、宽数十公里、深数公里的巨大地堑和地堑系被称为裂谷和裂谷系。它们不仅存在于大陆上，还出现在大洋中，使洋中脊的轴带复杂化。包括大陆裂谷和大洋裂谷在内，所有裂谷的共同特征是地壳和岩石圈减薄，密度变小的上地幔上升，地震活动频繁，热流高，有碱性玄武熔岩和很少的玄武岩喷溢的火山活动。上述这些特征在贝加尔湖和贝加尔裂谷都存在（图 13.11）。

13.3 地壳和岩石圈的基本构造要素

1. 大陆地块和大洋盆地

在转向考察整个地壳和岩石圈（见第 2 章）结构的时候，首先必须注意到它们可以划分成大陆地块和大洋盆地。这种划分不仅仅是依据地貌特征，因为根据地壳均衡原理（见第 2 章），处于较高位置的大陆是由厚度较大、密度较小、重量较轻的地壳和整体较厚的岩石圈所支持的，而处于沉没状态的洋盆则具有厚度较薄、密度较大、较重的地壳和整体较薄的岩石圈。大陆地壳和大洋地壳、大陆岩石圈和大洋岩石圈在厚度和结构上存在明显差异（图 13.12），表明它们是最重要的不同构造单元。大陆架地区应属于大陆的范围，因为它们的下面有大陆型地壳和岩石圈，而大陆斜坡和大陆坡脚地区已经是向大洋的过渡带了，其下的地壳和岩石圈的厚度处于大陆和大洋之间的过渡状况，但在成分和结构上接近大陆。大陆和大洋之间的差异在它们交界区的相当大（注意不是全部）范围内以巨大的深断裂（有的地方达到上地幔）清楚地表现出来。

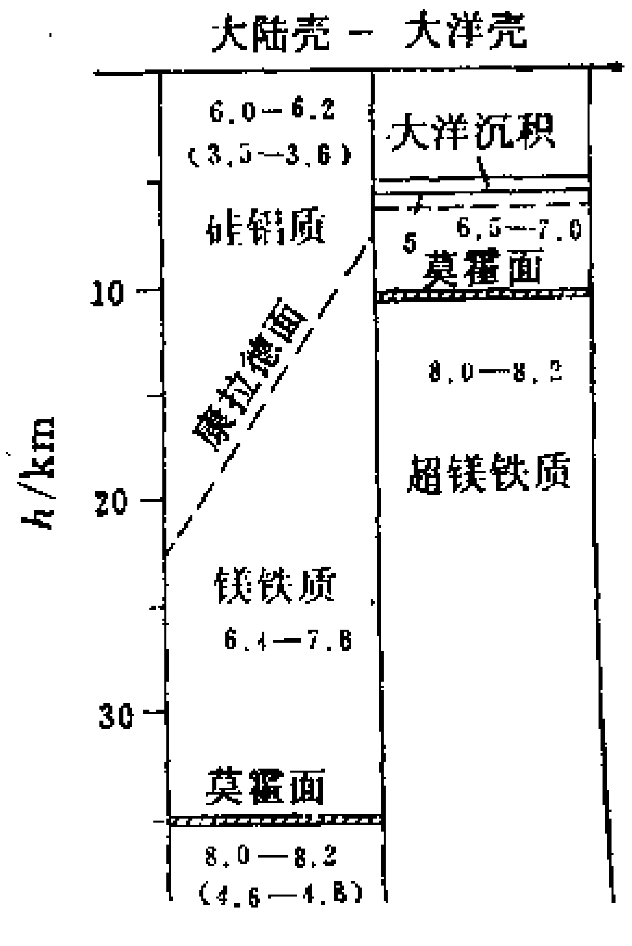


图 13.12 大陆地壳和大洋地壳的结构和厚度的比较

图中数字是地震纵波速度

2. 岩石圈

岩石圈除了分为大陆岩石圈和大洋岩石圈

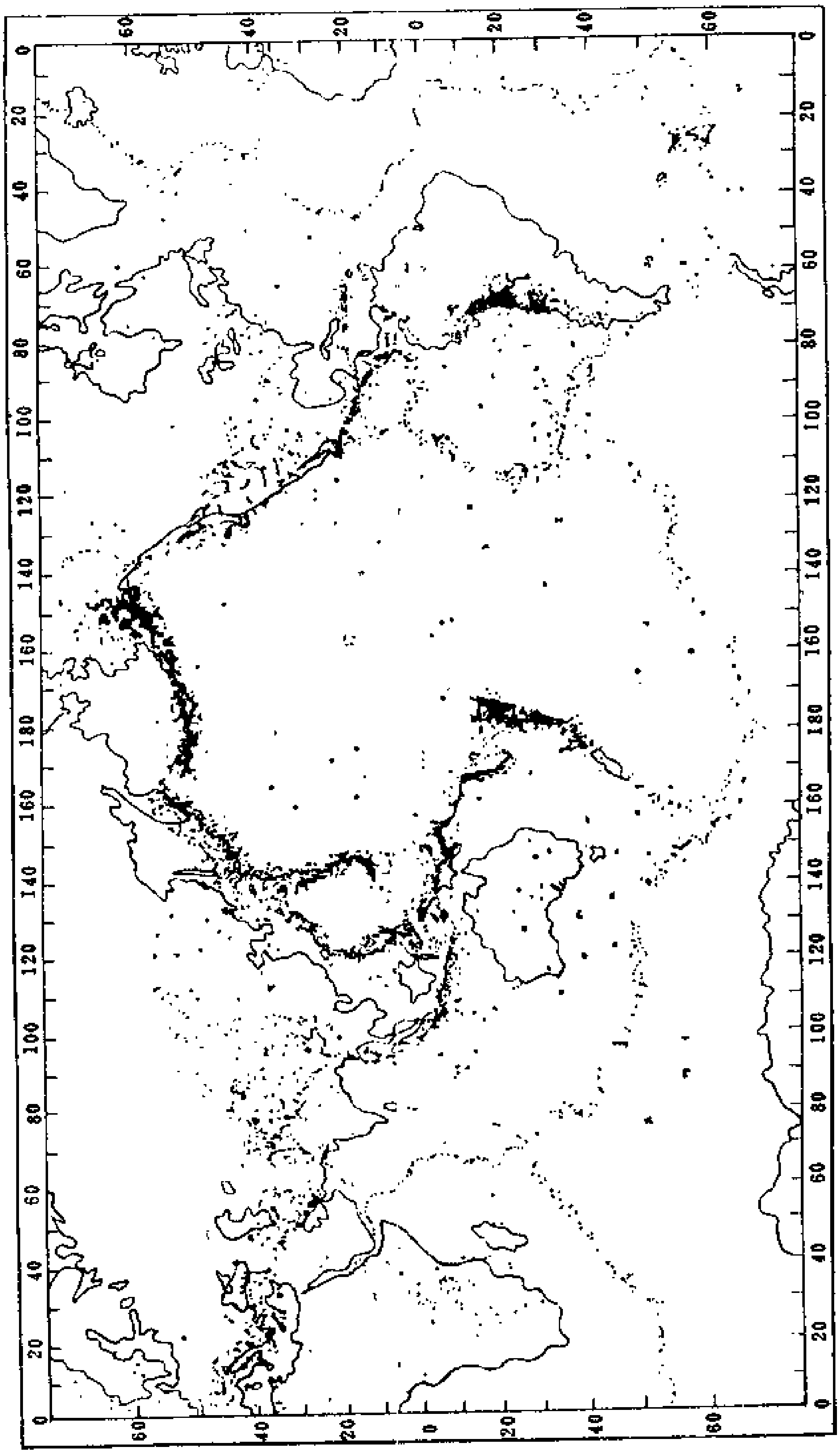


图 13.13　1960　1980 年间全球的地震活动

外，还应该按照地球物理准则进行划分，其中最重要的是地震活动，因为地震活动表明了现代岩石圈的构造活动性。在现代地震活动分布图上，十分引人注目的是它们在地表分布的极不均匀性。在大陆内部的广大地区和大洋底(如几乎全部的太平洋中部)的广阔范围内，实际上是没有地震活动的，地震活动集中在相对狭长的带内(图 13.13)。洋中脊的轴带、大洋(主要是太平洋)边缘的岛弧带或边缘山脉以及深海沟带等都是这样的地震带。从直布罗陀经北非、南欧和中亚到印度尼西亚的山链也是重要的地震带。主要的火山活动同样也集中分布在这些带内。因此，地震带可以看作是内部相对稳定和统一、范围广阔的岩石圈区域之间的缝合带。这样划分出来的区域就是岩石圈板块。地震震源(见第 14 章)的应力分析表明，岩石圈板块之间经历三种形式的相对运动：在洋中脊裂谷带、红海、亚丁湾和加利福尼亚湾为拉开，在大洋边缘沿着倾斜的超深断裂——毕乌夫带为会聚(见第 14 章)，和沿着转换断层的平移运动(发生在大西洋中的亚速尔-直布罗陀断裂上，这条断裂是欧亚板块和非洲板块之间的界线)。

岩石圈板块包括了大陆和相邻大洋的一部分。例如，非洲板块除非洲大陆及其水下边缘部分外，还包括了大西洋的东南部、印度洋的西部，一直到这两个大洋的洋中脊轴带和地中海的东南部。只有几个板块，首先是太平洋板块几乎完全由大洋岩石圈构成。把大陆岩石圈和部分大洋岩石圈划为一个板块的原因是它们具有动力学联系，即它们是作为一个整体而运动的。在现代岩石圈构造中划分了 7 个大板块和至少 6 个小板块(图 13.14)。在地质历史中，板块的数

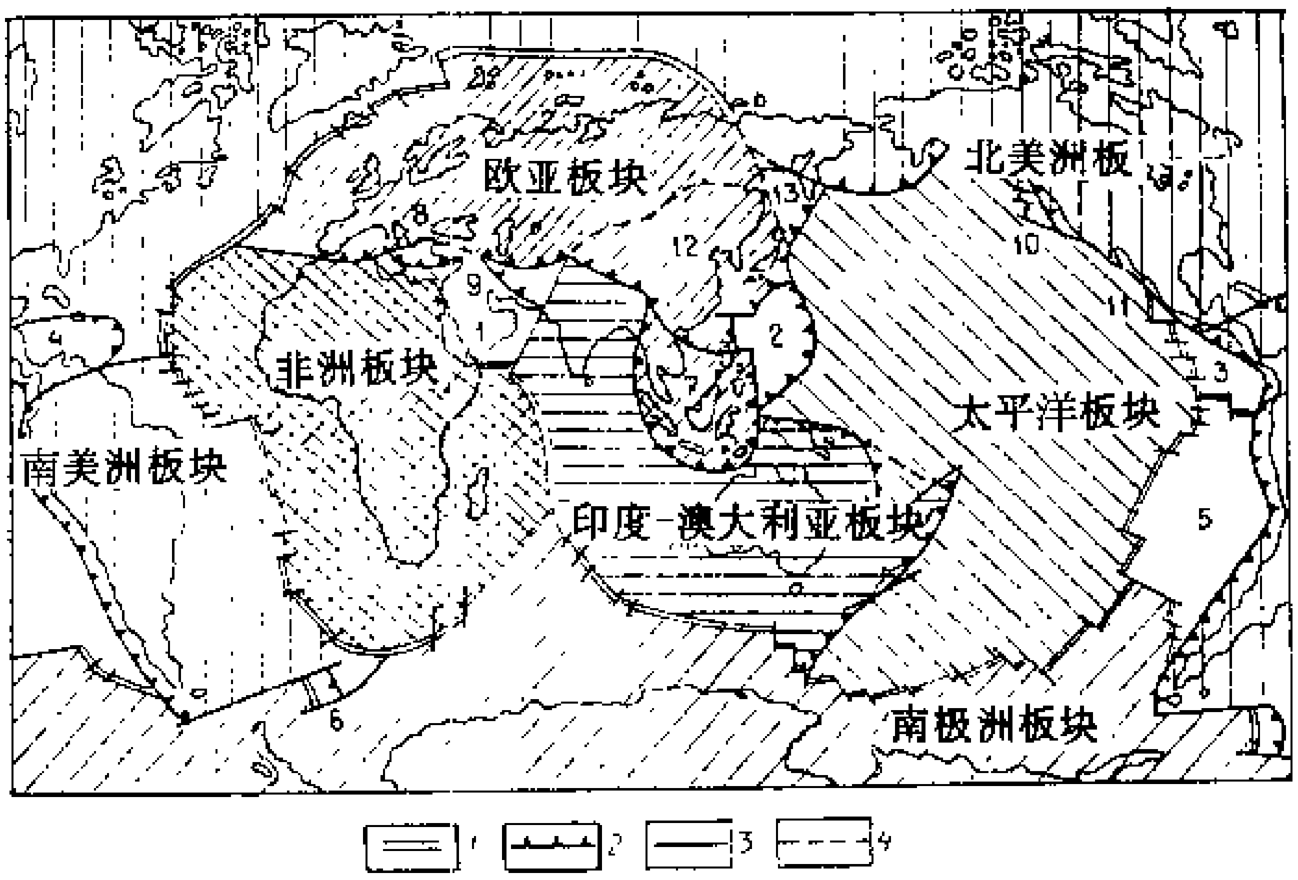


图 13.14 地球的岩石圈板块

板块边界(1—3)：1—扩张轴(地壳增生)，2—俯冲带(地壳消亡)，3—转换断层，4—推测的边界；小板块：1—阿拉伯板块，2—菲律宾板块，3—科克斯板块，4—加勒比板块，5—纳斯卡板块，6—南桑德维奇板块，7—印度支那板块，8—爱琴海板块，9—阿纳托里板块，10—胡安·德·富卡板块，11—利维拉板块，12—中国板块，13—鄂霍茨克板块

量、轮廓和分布是另外的情形。古板块界线是缝合带，它们沿着已消失了的大洋中脊和裂谷形成(如在格陵兰和北美之间)，而在大陆内部沿着蛇绿岩缝合带分布。蛇绿岩是古洋壳岩石在地表的露头，由橄榄岩、辉长岩、玄武岩、硅质岩组成。蛇绿岩的存在表明，在被缝合带分隔的大陆块之间，以前曾存在过洋壳、洋中脊和裂谷。

3. 洋中脊和造山带

进一步研究大陆和大洋的内部构造，可以划分出几个最主要类型的构造单元。在大洋中，一方面有轴部发育裂谷（有些地方代之以地垒）的洋中脊活动带，同时又存在大洋台地，相当于深海盆地及使之复杂化的水下高地。在大陆上则是山脉或造山带，它们和洋中脊相似，构造活动性和内生活动强，表现出很高的垂直和水平运动速度、地震和火山活动性。在大陆上还存在着相对稳定、基本没有地震和火山活动的地台地区，在地台的广阔范围内，沉积岩盖层的产状近于水平，有时发育玄武质熔岩。

造山带的内部结构一般都非常复杂（图 13.15）。正如河谷两侧天然剖面充分显示的那样，造山带经常由堆叠在一起的褶皱、构造推覆体、花岗岩侵入体和基性岩脉等组成，并经常被平移断层和正断层分隔成断块。地质资料表明，所有现代的山脉都是在最新的地质时期内形成的，从渐新世或中新世、有时甚至从晚更新世（如大高加索）开始形成。根据造山带前历史的不同，可把它们分成两类。一类由包括古新世在内的相对年轻的海相沉积物组成，显然，这里的造山作用最早在很厚的海相沉积物堆积结束后立即就开始了。这就是年轻的造山带，前苏联的喀尔巴阡山、高加索、科别特、帕米尔的部分地区属于此类。另一类山脉由早中生代、古生代和前寒武纪等古老得多的岩石组成，它们经历了褶皱-逆冲变形作用，开始抬升成山脉的时间远远早于新第三纪和第四纪，从山脊冲刷下来的粗碎屑产物——磨拉石的分布证明了这一点。以后，这些原始的山脊受到了经常达到其基部的剥蚀作用，而在最新时期又经历了第二次抬升，而有些地方保存有很薄的地台型浅水-海相沉积盖层则证明，在重新抬升之前曾发生过夷平作用。

因此，在造山带中分出了年轻造山带和活化，即年轻化造山带，它们还分别被称为原生（后地槽）造山带和次生（后地台）造山带。活化造山带有天山、阿尔泰、萨彦岭、滨贝加尔和外贝加尔的山脉。原生造山带以普遍发育拱形构造为特征，次生造山带的特征则是拱形-断块构造，甚至就是断块构造，无论哪一类都是叠加在复杂的褶皱-逆断层的构造之上。造山带原来的时代越老，岩石的变质作用和花岗岩化作用越强，它们也越容易破裂成断块，而不是形成大型褶皱。和活化造山带相比，年轻造山带的整体地形轮廓和内部构造的对应性表现得更完全。

在造山带周围或之间，经常是低洼地形区，由冲积低地或海所占据，其下为很厚的磨拉石——山体剥蚀的产物。这些坳陷和盆地分别被称为山前坳陷（或前缘坳陷、边缘坳陷）和山间坳陷。例如，在大高加索的北边，环绕着西库班、东库班和捷烈克-里海等前缘坳陷，而这些坳陷又被横向隆起分隔开。如前所述，天山属于活化类型的造山带，其中发育有塔吉克、费尔干、纳伦、伊塞克库里和其他一些更小的山间坳陷，它们把天山分隔成一个个孤立的山脊。

并非所有的古褶皱造山带都卷入了最新的造山运动，它们的较大部分在剥蚀夷平之后开始经历了缓慢的沉陷，并为浅海覆盖，留下了一般相对不厚的沉积盖层，还有细碎屑和泥质的陆相沉积，这样就形成了陆台。陆台的大部分地区属于地台，具有特征的双层结构（图 13.16）。双层结构的下层是褶皱基底，由强烈变动的、不同程度变质的岩石和花岗岩侵入体组成。这些岩石曾经构成了褶皱造山带，后来被剥蚀几乎达到海平面；上层是沉积盖层，由实际上未经构造变动和变质的浅海相、泻湖相或陆相沉积物组成，通常没有被花岗岩侵入体侵入。盖层的最大厚度在显生宙期间为 3—5 km，仅在个别地带厚度较大，达到 8—10 km。

陆台基底在地表广泛出露的地区叫地盾（在古老陆台情况下叫结晶地盾），这样的地盾有东欧陆台内的波罗的地盾和乌克兰地盾，西伯利亚陆台内的阿尔丹地盾，这是和地台同一级的

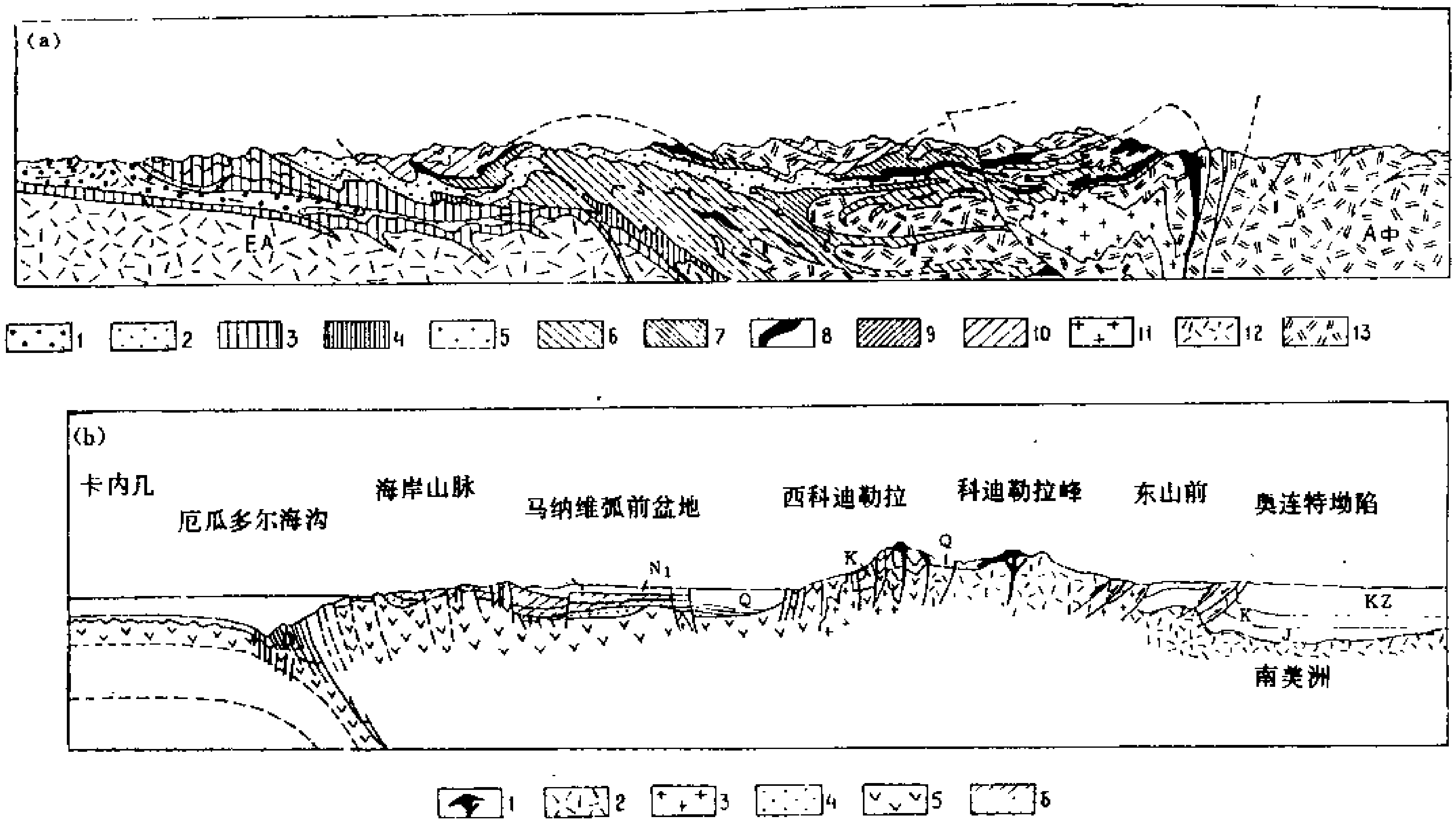


图 13.15 经过陆间造山带(阿尔卑斯)和陆缘造山带(安第斯)的地质剖面

(a) 阿尔卑斯：1 磨拉石(N - Q)，2 老第三系(复理石等)，3 二叠系和中生界，4 "超瑞士"中生界，5 平宁带复理石(K_2-P)，6 平宁带三叠系 下白垩统，7 推覆体，8 蛇绿岩，9 东阿尔卑斯中生界下部，10 东阿尔卑斯中生界上部，11 第三纪花岗岩类，12 欧洲板块的前阿尔卑斯期基底(EA)，13 非洲板块的前阿尔卑斯期基底(AF)；

(b) 安第斯：1 年轻的安山质火山岩，2 大陆基底，3 花岗岩类深成岩，4 白垩纪深海沉积物，5 洋壳(玄武岩等)，6 老第三系

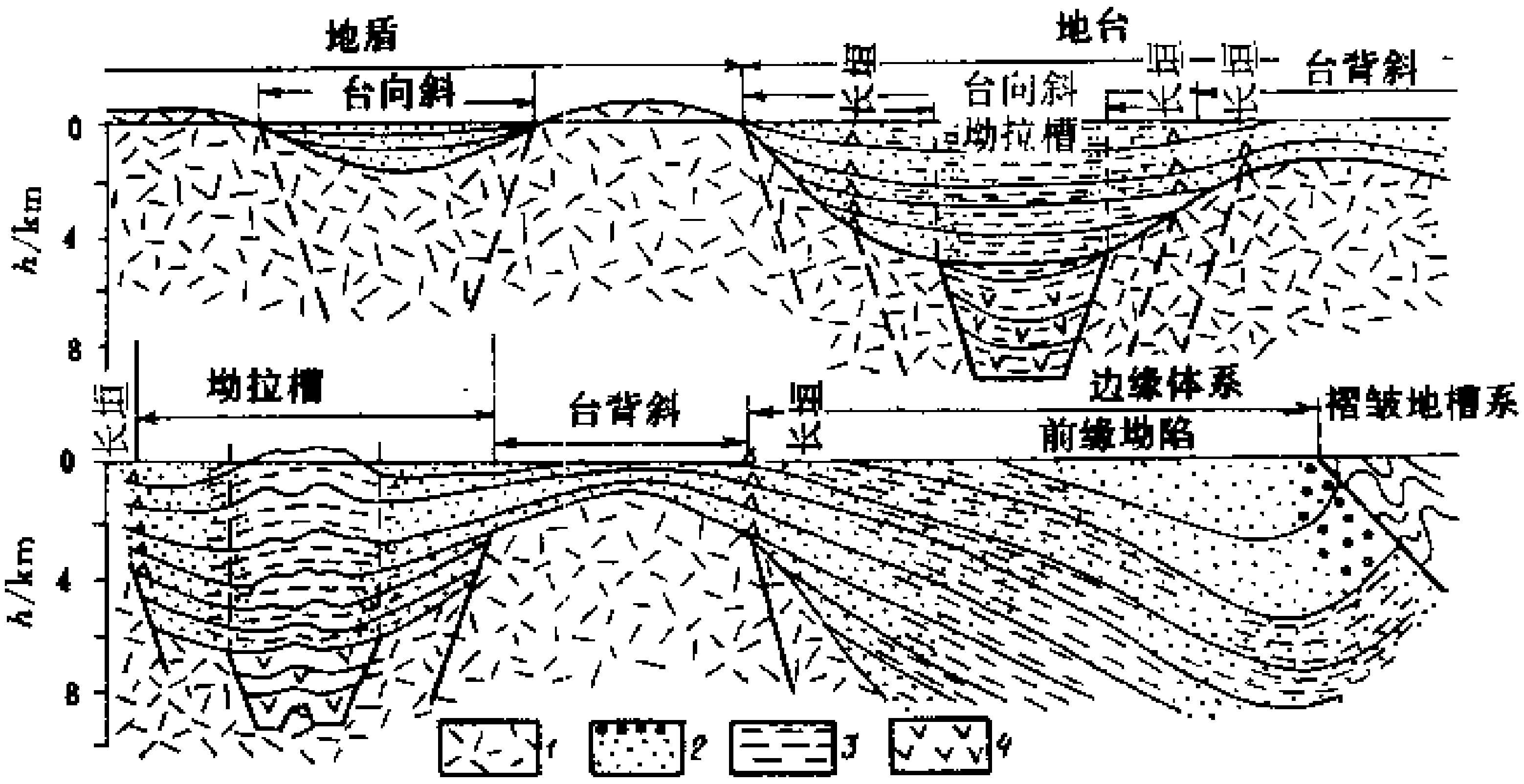


图 13.16　地台内部结构的基本要素

1—基底；2～4　盖层（2—碎屑沉积，3—盐，4—基性火山岩）

构造。不太大的基底出露区叫地块（东欧陆台的沃龙涅什地块、西伯利亚陆台的阿纳巴尔地块）。地台似乎是范围更大、被掩盖的、缓缓隆起的基底的顶部，这种缓缓的基底隆起被称为台背斜，它们的特点是由于沉积作用多次间断，致使沉积盖层厚度变小。台背斜之间有巨大的盆地——台向斜分隔，台向斜的盖层厚度大，剖面完整。东欧陆台上的台背斜有白俄罗斯台背斜和沃龙涅什台背斜，台向斜有莫斯科台向斜、乌克兰台向斜、滨里海台向斜。钻孔常揭露出台向斜底部有埋藏的裂谷，这种裂谷被称为坳拉谷，如莫斯科台向斜下面的中俄罗斯坳拉谷和乌克兰台向斜下面的德聂伯尔-顿涅茨坳拉谷。坳拉谷中的陆台盖层厚度最大（达 8～10 km），而且常表现为经历过某些变动，在这里可见到玄武岩和碱性玄武岩的火山作用。在有的台向斜中也发育有玄武质岩浆岩的岩盖、岩墙和岩床，如在西伯利亚陆台的通古斯台向斜中就有广泛的分布。

在陆台中划分了具有前寒武纪、基本上是早前寒武纪基底的古老陆台和具有古生代、较少是早中生代岩石组成基底的年轻陆台。古老陆台的基底主要由花岗岩、片麻岩和结晶片岩组成，因此常称之为结晶基底，地震波在结晶基底中传播的速度高于由相对弱变质、但强烈褶皱的变质岩组成的年轻陆台的基底。古老陆台主要占据大陆内部，成为大陆核部，而年轻陆台则处在古老地台之间和周围的位置，更靠边缘的地方分布着造山带，先是次生造山带，然后是原生造山带。

4. 地槽的概念

在 19 世纪中期就已经发现，组成褶皱造山带的沉积岩层厚度很大，是陆台上同时代沉积盖层厚度的几倍；还发现在褶皱系的沉积岩层中，实际上不存在陆相沉积物，除了基本上发育在褶皱系边缘的浅海相沉积物外，还有更深水的沉积物。于是便产生了这样的概念：褶皱造山带起源于同等规模或更宽一些的地槽，地槽是全球规模的宽而长的坳陷，其内充填很厚的沉积岩层及火山岩（在靠内的带中）。长期以来存在着意见不一致的一个问题是：地槽的现代相似物位于何处？多少比较清楚的是它们占据大陆的边缘部位。只是在本世纪 50—60 年代，在广泛的海底地质-地球物理研究开始以后，特别是在地槽内带剖面的底部发现了蛇绿岩组合（自下而上依次为橄榄岩、辉长岩、玄武岩、硅质岩和细粒的深海石灰岩）是现代洋壳（和地幔顶部橄

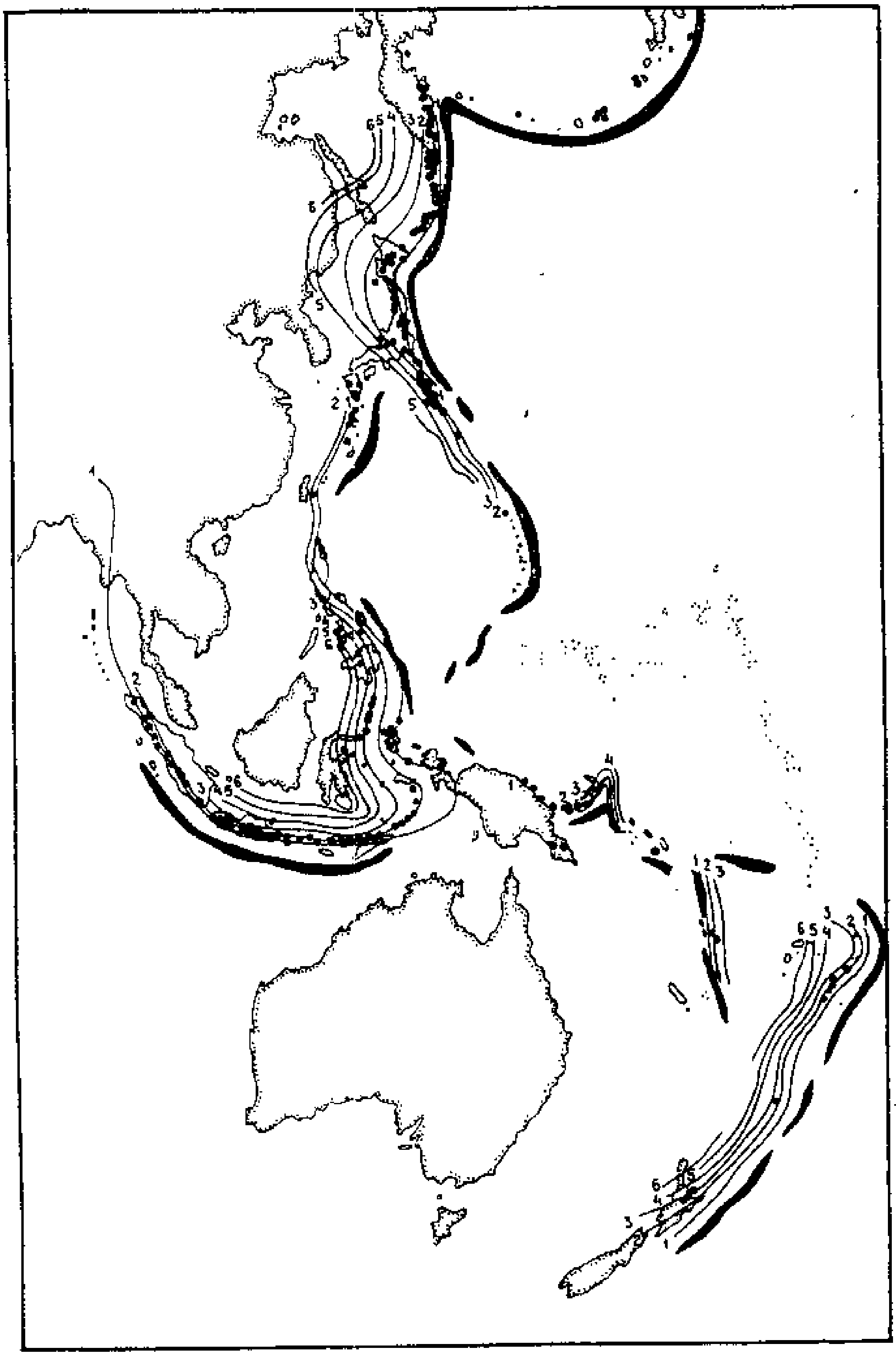


图 13.17　太平洋西部的深海沟(黑条带)、毕鸟夫带和火山岛(黑圆点)

等值线代表地震带产状的深度(单位 100 km)

榄岩)的相似物这一事实之后，这个问题才有了相当确切的答案。现已查明，第一是发育众多边缘海、岛弧和深海沟的西太平洋型洋陆过渡带，第二是现代地中海和加勒比海型及印度尼西亚群岛型陆间海域，这两类地区就发育着现代地槽。相应地划分出两类地槽：陆缘型地槽和陆间型地槽。

无论哪一类地槽，其内带都是在蛇绿岩构成的大洋型地壳上开始发育的。陆缘型地槽的洋壳是原生的，是古洋壳被新形成的岛弧复杂化的产物：阿留申弧可以作为实例。在白垩纪末期，阿留申弧将白令海(更确切地说是阿留申盆地)和太平洋分隔开来。陆间型地槽中的洋壳总是次生的，是在大陆分裂过程中形成的，经历了大陆裂谷作用和后来的陆间裂谷作用，在裂谷中产生玄武质火山作用。这一过程开始阶段的最好实例是现代的红海，其轴带的陆壳被大洋型地壳所取代，这个过程始于始新世。在陆缘型地槽的外带(由大洋向外)，部分大洋型地壳也是在裂谷作用期间形成的，例如，日本海深水盆地的地壳，而在中国东海和冲绳海槽这个过程则刚刚开始。

地槽变成褶皱造山带的长期发展过程和挤压作用大于拉伸作用有关，也和超深的倾斜高地震断裂带——和达-扎瓦里茨基-毕乌夫带的活动有关，没有这些作用就没有现代的地槽。沿着这些带(图 13.17)岩石圈板块发生会聚，其中的一个岩石圈板块是大洋板块，或者两个都是大洋板块。在这种情况下，大洋型或过渡型岩石圈板块较为致密，沉没在密度较小的板块(它可能也是大洋板块，或岛弧，或大陆板块)之下，并发生部分熔融，熔融的残余物变成了高密度岩石——榴辉岩，沉入地幔深处。在和达-扎瓦里茨基-毕乌夫地震带之上，上盘的上地幔在热流和流体作用下产生岩浆源，这决定着在地表出现火山，成链状展布的火山就构成岛弧。火山位于深度在 100—150 km 震源带的上面。岛弧火山喷发的产物最初是玄武质成分，后来是具有从安山岩到流纹岩的岩石序列。在岛弧的底部，岩浆源边缘残余的岩浆冷凝成为花岗岩类深成岩。火山剥蚀作用产生了火山-碎屑岩，它们沉积在面向边缘海和深海沟的岛弧斜坡上，在边缘海向大陆过渡的一侧，堆积了真正的沉积物，它们是大陆受剥蚀的产物。

在地槽发展的最后阶段，边缘海被沉积物和火山物质填满，当岛弧和大陆相互接近时，增强的挤压作用使沉积物和火山物质形成褶皱，产生逆冲断层和推覆构造。火山-沉积杂岩的下部发生区域变质作用和由于其熔融发生的花岗岩化作用。所有这些过程，导致在洋壳(或次洋壳)的位置上形成新的陆壳，并且导致卷入地槽过程的老陆壳受到改造。新生的和再生的陆壳具有厚度大、密度小的特征。它们为了保持均衡而上浮，同时促使在褶皱系的位置形成高山，高山的山根伸入地幔之中(图 13.18)。所以，帕米尔、喜马拉雅山、安第斯山等最高的山脉都具有最厚的地壳(60—70 km)不是偶然的。但在造山期的开始阶段，最初山势的形成与褶皱逆冲变形有关，使褶皱的沉积物和火山物质发生推挤堆叠。

地槽就好比是一个锅炉，这里有来自地幔的岩浆带出物，有发生熔融的古老陆壳，有来自大陆的剥蚀产物，所有这些东西一起熔炼成了很厚的新陆壳。这样的地壳使大陆沿着大陆边缘增生，陆间型地槽使因裂谷作用分开的大陆再次焊结。这个“锅炉”下面的火口就位于和达-扎瓦里茨基-毕乌夫震源带的上面。

山脉边缘的山前坳陷和其间的山间坳陷伴随山脉的增长而形成。坳陷内部充满了山脉剥蚀的产物——碎屑，尤其是其上部常常为粗碎屑，开始为海相，然后为泻湖相，最后为陆相的沉积物——磨拉石。造山抬升的隆起部分经历了拉伸作用，并经常以火山活动结束。火山活动的岩浆是地幔和地壳熔融产物的混合物。

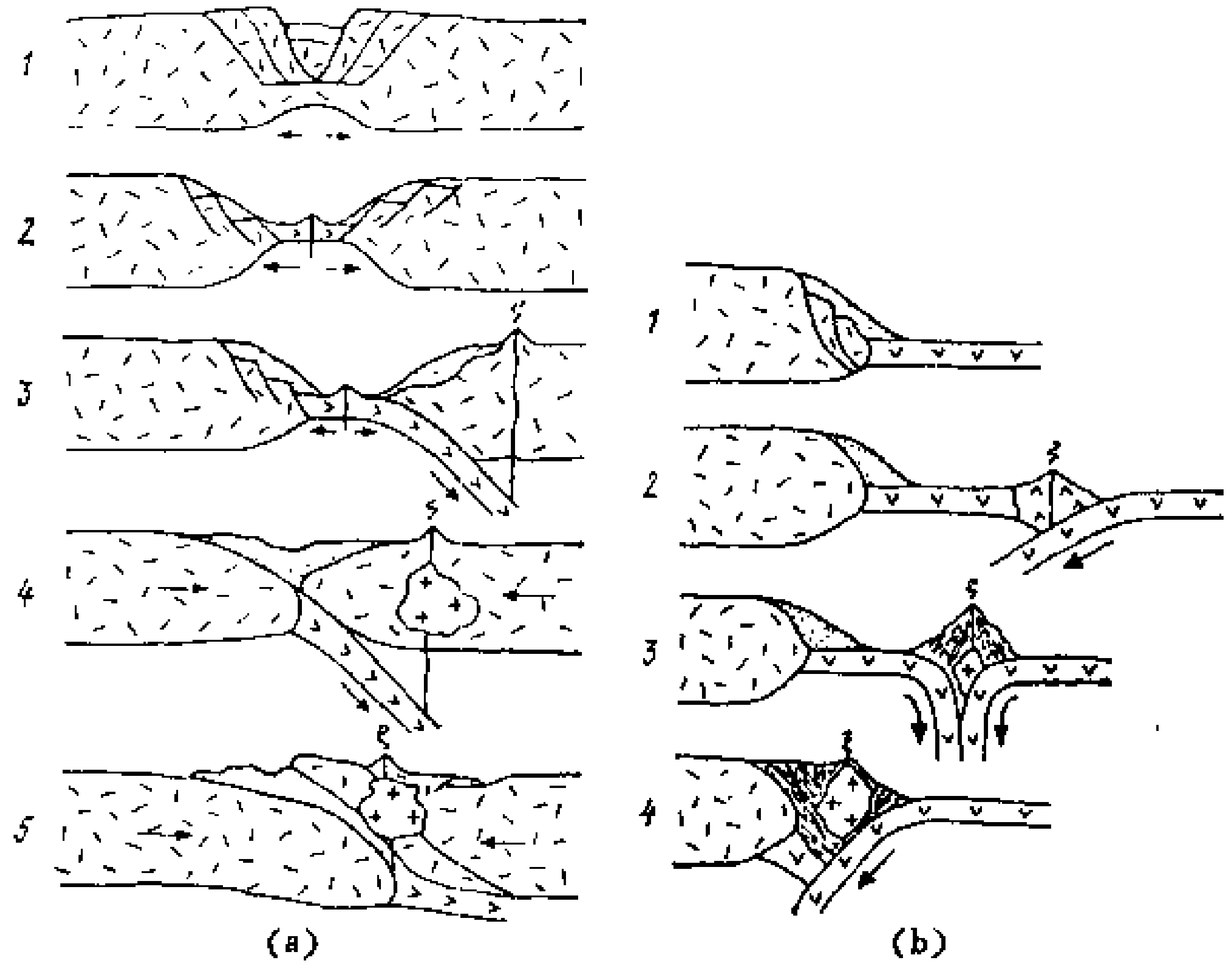


图 13.18 地槽的发展过程

A 陆间型地槽；B 陆缘型地槽。发展阶段：1—大陆裂谷形成；2—扩张开始，新生洋壳形成(蛇绿岩)；3 洋盆开始收缩和封闭；4—陆块开始碰撞，洋盆封闭；5—大陆碰撞结束，褶皱-逆冲造山带形成

随着褶皱造山带在大陆边缘或大陆之间的形成，和达-扎瓦里茨基-毕乌夫带或者向大洋方向迁移(第一种情况)或者逐渐衰亡(第二种情况)。在现代，第一种情况出现在太平洋的边缘；第二种情况出现在地中海地区，那里残余的和达-扎瓦里茨基-毕乌夫带从西西里和卡拉布里以南、克里特弧以南经过，延到罗马尼亚城市弗朗恰地区的喀尔巴阡山转弯处，再到克里米亚和大高加索以南，在后三个地区该带的深度已经不超过 50—100 km，就是说它们刚刚进入到地幔之中。

随着时间的推移，山脉的增长减缓，以河流为主要因素的剥蚀作用逐渐地起主要作用，剥蚀速率超过了山脉的增长速率，山开始变低，受到破坏，转变成丘陵，然后变成剥蚀平原。由于地表遭受剥蚀，导致地壳厚度减小。随着这个过程的进行，莫霍面逐渐抬升并变得平坦，山根部分和山脉本身随之一起消失。于是，在造山带的位置上产生陆台；地壳冷却又使其沉降，在侵蚀的褶皱基底上开始接受陆台盖层堆积。在陆台盖层形成以前，常发生褶皱基底的解体，形成地堑-裂谷和幔源玄武质(常常是碱性玄武质)的火山活动等。

看来，在构造稳定和地形老年化这个阶段，地壳演化似乎就应该结束了，但对地质历史的研究证明这个观点是不正确的。正如通常表现出来的那样，古老陆台和年轻陆台的许多地段都经历了**构造活化**(更准确的是应称为**构造岩浆活化**)，重新转变成为山脉，成为次生造山带。如在最新时期形成的天山、阿尔泰、萨彦岭和许多其他山脉。大部分的活化作用发生在与年轻的、从地槽转变成的造山带相毗邻的地区(例如，毗邻帕米尔的天山、毗邻喜马拉雅山的西藏)，但在有的地方，活化作用是沿着古缝合带(如乌拉尔)或者在岩浆柱上升的地幔(软流圈)中央隆起的上面(如中西伯利亚的普托兰高原)发生。

5. 大陆裂谷和大洋裂谷

无论是处于哪种活化阶段的地台还是造山带，常被裂谷系(行星规模的拉开带)所复杂化。这些大陆裂谷在其自身演化过程中可能导致大陆分裂，先有陆间裂谷形成，后来发展成大洋裂谷。大洋裂谷持续扩张便形成大洋盆地。地壳演化的这一过程可以举东非大陆裂谷系这个最好的现代实例来说明。东非裂谷系的北部是埃塞俄比亚裂谷，经过称为阿法尔三角区的、具有介于陆壳和洋壳之间过渡壳的喇叭口，过渡为红海和亚丁湾的陆间裂谷，其边缘的地壳仍然是过渡型地壳，而其轴带已经是洋壳了。亚丁湾裂谷向东开口，同印度洋的北西段相连，其中出现的舍巴洋中脊经过欧文断裂与阿拉伯-印度洋洋中脊连接(图 13.19)。新生大洋张开的规模，从埃塞俄比亚裂谷的 24—30 km 增加到红海裂谷的 60—80 km、亚丁湾的 250—450 km，在印度洋北西段达到 850 km。

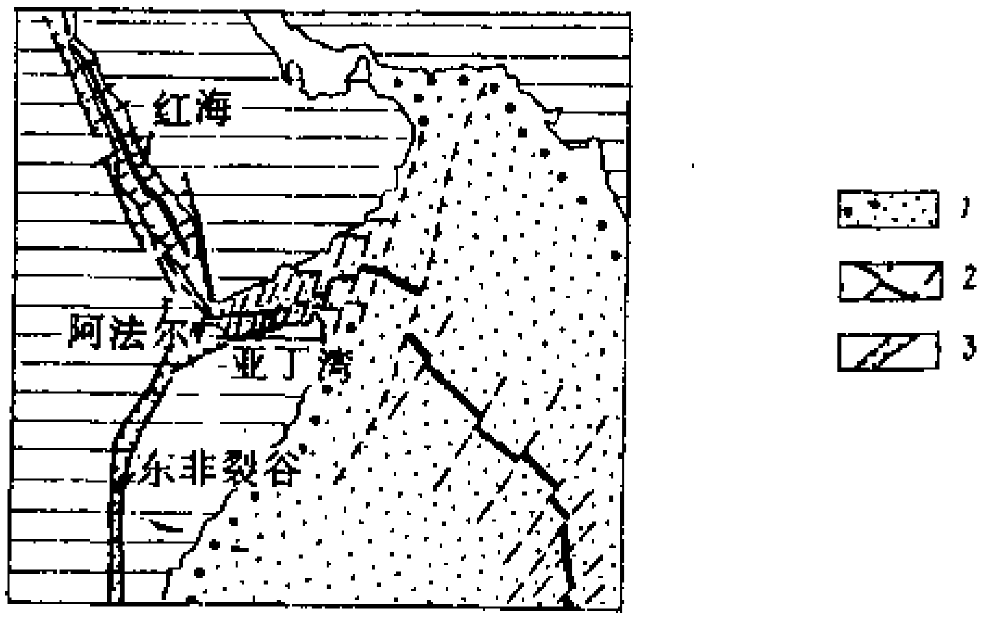


图 13.19　东非大陆裂谷系与红海和亚丁湾陆间裂谷及其与印度洋大洋裂谷的连接

1—大陆坡和大洋底的界线，2—扩张轴和转换断层以及它们的相交关系，

3　大陆裂谷和陆间裂谷的范围

大陆裂谷作用和大洋裂谷作用的发展过程，按其本身的意义是与地槽过程(除地槽的开始阶段外)完全相反的。裂谷作用的过程致使大陆壳受到破坏，而在地槽演化过程中则是大陆壳增生。陆壳解体之后，产生了由地幔玄武岩浆分异而新生的大洋型地壳，而洋壳又在地槽中、在相达-扎瓦里茨基-毕乌夫带内和上方再次被改造成为陆壳(这正是这一过程的辩证关系所在)。尽管地壳部分地受到地槽过程的重熔，但陆壳的体积最终是增加的。陆壳的增加是以地幔的减少为基础的。这样，地幔物质的持续分异和分离作用使一些元素带出，并在地壳中聚集起来(如 Si、K、Na、Ca、U、Th 等元素)；而另一些元素则集中到地核中。这是地球演化中最重要的地球化学和岩石学过程。这个过程伴随有大量的热释放，这种热和由天然放射性元素蜕变而产生的热一起，支持着岩浆活动、构造运动和变质作用。

第14章 地　　震

地震是最具威胁性的自然现象之一,同时也是一个关于地球内部存在强大力量和储存巨大能量的最明显的证明。通过研究地震,科学家们获得了揭示地球内部构造最重要的手段,在掌握了人工引起地震波的技术以后,地球物理学家提出了详细解释地壳各部分构造的方法。

然而,地震首先是做为自然灾害的原因而引起我们的兴趣。根据精密仪器的记录,虽然地球上每年发生数以千计的地震,但大的地震不经常发生,一般每年只有 2—3 次,其中许多具有破坏性质,摧毁整座整座的城市,造成数以千计的人身死亡。历史铭记着这样一些灾难,如1775 年的里斯本地震(死亡 6 万人),1908 年墨西哥地震(死亡 10—16 万人),1923 年东京地震(死亡 15 万人),1973 年马那瓜地震(死亡 6000 人)。1985 年,全世界都被发生在墨西哥的灾难性地震所震撼,这次地震造成该国首都的毁灭和人员的巨大伤亡(伤 6000 人,亡 3500人)。造成人员损失最大的地震发生在中国人口稠密的地区:1976 年的唐山地震中,有将近 65万人丧生,70 万人受伤;此前 400 年,即 1556 年山西的地震造成约 83 万人丧生。据估计,近4000 年来,由于地震而死亡的人数不少于 1300 万人,由此可见研究地震和在此基础上预报地震是多么重要的任务。

在前苏联,1911 年的地震毁灭了维尔内城(现在的阿拉木图),1927 年的地震波及了克里米亚的南岸.1948 年阿什哈巴德城、1966 年塔什干城中心、1986 年基希涅夫都相继遭受了震灾。在地震灾害期间,地表形态会发生很大变化:一些地区沉降到洋面以下(1960 年智利地震)或海和湖面以下(如 1862 年色楞格河流入贝加尔湖的三角洲),有的情况下则可以观察到陆地或海底的上升,如 1964 年阿拉斯加地震时上升了 16 m;在山区常常发生大规模的滑坡和崩塌,造成河流堵塞,形成新的湖泊(如帕米尔的萨烈斯湖就是在 1911 年形成的)。1949 年塔吉克的哈义德村,被泥石崩塌所造成的泥石流所掩埋。在大洋近岸带发生的地震(实质上只是在太平洋)能引起狂浪——海啸,海啸遍布整个洋面,并达于海岸,常常是造成巨大破坏和人员伤亡的原因。

什么是地震呢?地震是来自地下、在地表表现为时而垂直方向时而水平方向的震动,震动的幅度可大可小。这些震动不是别的,而是震源区岩石物质瞬时位移所引起的弹性震动达到了地表。这种位移的基本原因是在构造断裂带内发生的运动;这些断裂被称为**发震断裂**或**地震活动断裂**,它们一般继承了地壳中更老的断裂。如加利福尼亚的圣安德烈斯断裂,就形成于至少距今 40 Ma 以前,沿着这条断裂发生过 1906 年的圣弗朗西斯科大地震,1957 年和 1977 年洛杉矶地区的大地震和一系列更小的地震。沿断裂发生运动之前,在震源区有应力和变形的积累,这个积累过程在未超过弹性极限之前一直进行着;而后是位移和应力降低(图 14.1)。实际的过程要更复杂些:首先,地震本身常表现为不只一次的震动,在几天、一周甚至几个月中发生多次震动。例如,1966 年 4 月 25日塔什干主震之后,震动在 5 月、6 月和 7 月中多次重复。这些重复的震动一般较主震弱,被称为**余震**。其次,如对圣安德烈斯断裂详细研究所表明的那样,在地震之间的间歇期可以观察到土壤的缓慢移动。

关于震源是断裂上的一个点或沿断裂的一段线的概念显然是过于简化了。实际上如戈尔

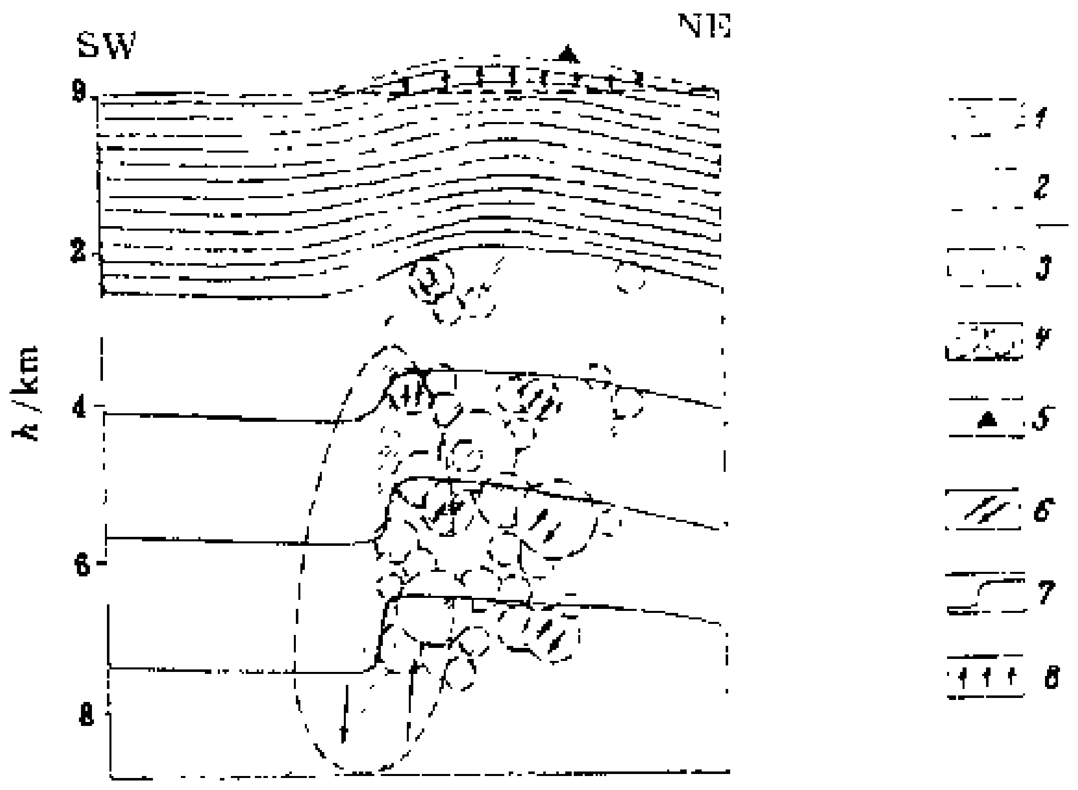


图 14.1　1966 年 4 月 25 日塔什干地震及其余震发生时岩石变形的机制

1—中—新生代沉积层，2—古生代基底，3—构造断裂带，
4—主震和余震的震源区，5—塔什干中央地震台，6—震源区岩石移动的特征，
7—推测的岩层界线和相对移动的特征，8—据大地水准测量所得到的地表隆起

什科夫(Г. П. Горшков)所指出的，震源是遭到破坏的一定范围的岩石，但是这些岩石似乎是被构造断裂串联着。然而除了以这样或那样的方式与断裂活动相联系的大多数地震之外，还有其他类型的地震——火山的，还有外动力的，后者与喀斯特现象有关——岩洞的崩塌，以及由于人类工程活动所引发的所谓技术性地震，这主要是建造水库和向钻孔中注水所致。所有这些类型的地震通常都以力量不大和影响范围不广为特征，而构造地震的有感范围可以达到几万甚至几百万平方公里：如 1897 年印度的阿萨姆地震为 2×10^6 km^2；1811—1812 年在密西西比河流域的地震为 5×10^6 km^2。

在三类非构造地震中，火山地震最有意义。它们常发生在火山喷发之前，与岩浆向火山口方向上升和熔浆中气体压力的聚集有关。它们的发生可以用来预报火山喷发，例如，曾预报过 1975 年托尔巴契克高原和 1984 年堪察加克留切夫丘陵区的火山喷发。

14.1　研究地震的方法

还在 19 世纪中叶，人们就明白了地震常在同一地区重复发生，而在有些地区实际上观察不到地震。这促使学者们编制一个国家的和全球的地震目录。俄国的第一个地震目录由穆什克托夫(И. В. Мушкетов)和奥尔洛夫(А. П. Орлов)编制。在 19 世纪末欧洲开始研制记录地震的专门仪器，并且在地球物理学中分出了专门方向——**地震学**。

在地震学中使用的基本概念是关于**震源**的概念，震动在地表的垂直投影称为**震中**，震动相等点的连线称为**等震线**，最大震动的区域称**强震区**(图 14.2)。

1. 地震烈度级

为了确定震中土层震动的强度，根据各种设施破坏的程度和地震的其他表现，制定了地震烈度级。在前苏联采用 12 级的烈度表(见下表)。

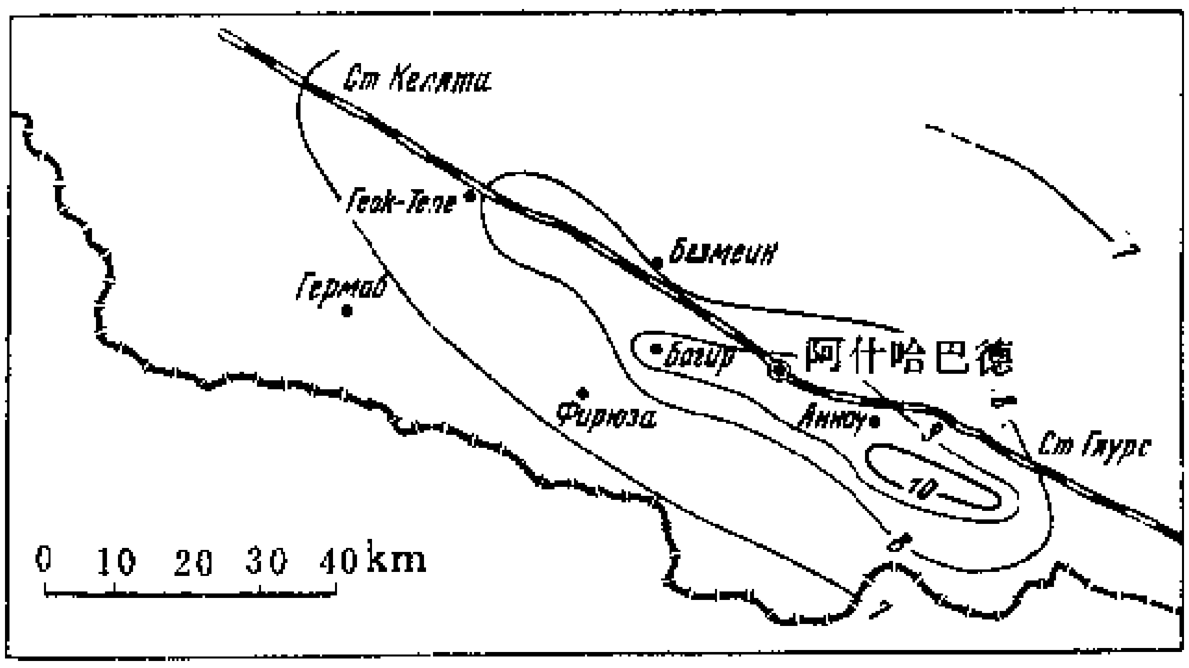


图 14.2　1948 年阿什哈巴德地震的等震线图

地震裂度级	具　体　表　现
1 级	(无感的)---- 土层的震动只能用仪器发现。
2 级	(很弱的)--- 处于静止状态的人在有些情况下可感觉到地震。
3 级	(弱的)--- 不多的人可感觉到震动。
4 级	(中等的)——许多人可以感到地震,窗和门可能发生震动。
5 级	(相当强的)----悬挂的物体摆动,地板吱吱作响,玻璃发响声,墙皮散落。
6 级	(强的)----某些建筑轻微破损;抹墙的灰泥中出现细裂缝,壁炉出现裂缝等。
7 级	(很强的)--- 某些建筑很大程度的损坏:抹墙的灰泥中出现裂缝,一些砖块脱落,墙上出现细裂缝,烟筒被破坏,在湿润的土地中出现裂缝。
8 级	(破坏性的)--- 建筑物毁坏:墙上出现大的裂缝,檐和烟筒坠落;在山坡上发生滑坡和出现宽度达几厘米的裂缝。
9 级	(毁坏一切的)----一些建筑物发生倒塌,如墙倒、隔墙倒、房顶坠落等;在土地中形成宽 10 cm 或更大的裂缝,在山区发生崩塌,形成碎石堆和滑坡。
10 级	(毁灭性的)----许多建筑物发生倒塌,另一些建筑物被严重破坏;土地裂缝的宽度可达 1 m,发生崩塌和滑坡,由于河道阻塞而产生湖泊。
11 级	(灾难性的)—— 地表出现众多的裂缝,沿裂缝有垂直位移,在山区发生强烈崩塌,建筑物全面毁坏。
12 级	(强灾难性的)---地表形态被大规模改变,出现众多的裂缝,沿裂缝有垂直和水平位移;发生大规模的崩塌和滑坡;河道的改变导致瀑布和湖泊的形成;所有的建筑物和设施全面被破坏。

2. 地震的测量——震源深度和地震曲线

地表震动的程度由震源深度(越浅震动越弱)和震源区的推动力所决定。震源深度越大,震源区推动力越大,则震动波及的范围越大。震中区土层震动方向主要是上下的,离震中区越远,震动方向中水平的分量越大。这些震动被称为**地震波**,地震波可分成**纵波**、**横波**和**表面波**。纵波沿地震射线方向传播,表现为介质的交替挤压和拉张,横波为正弦震动,振动方向与波的传播方向垂直;表面波是基本类型的波在地表被改造成与之相垂直的正弦震动,沿地表传播。

拾震仪是记录地震的仪器(图 14.3),它的基本部分是一个摆锤(重物),以弹簧与仪器的支架相连,趋向于保持自己的位置而不随支架的倾斜发生位移。支架则牢固地固定在土层上,

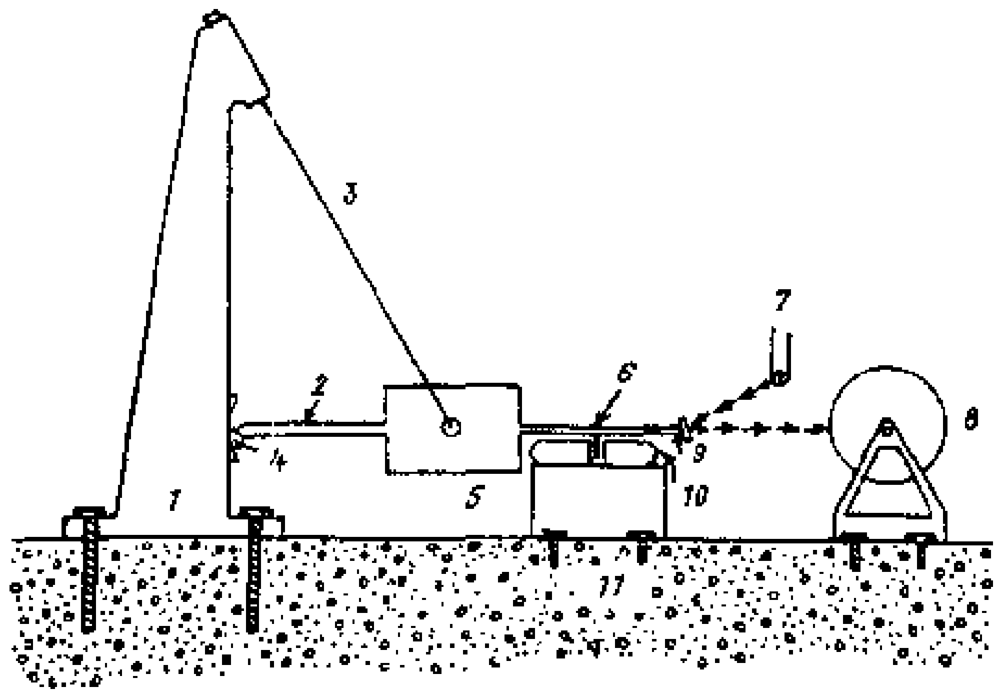


图 14.3 水平摆拾震仪装置示意图

摆的运动受磁力控制，固定在杠杆端部镜子的摆动可记录在转动的纸筒上；
1—立架，2—水平杆，3—悬丝，4—支点，5—惯性物体，6—铜减震控制片，
7—光源，8—记录筒，9—镜片，10—磁体，11—固定在基岩上的混凝土板

通常置于地下，以防与地震无关的震动的影响。一些摆锤可以在铅垂面内震动，另一些可在水平面内震动。这些震动被转化成光或电的信号，记录在卷在以一定速率转动的滚筒之上的纸带上，近来采用在磁带上以数码方式的记录，以便输入计算机。

在磁带上记录的地震震动被称为**地震曲线**(图 14.4)。首先到达地震台的是纵波，因为它

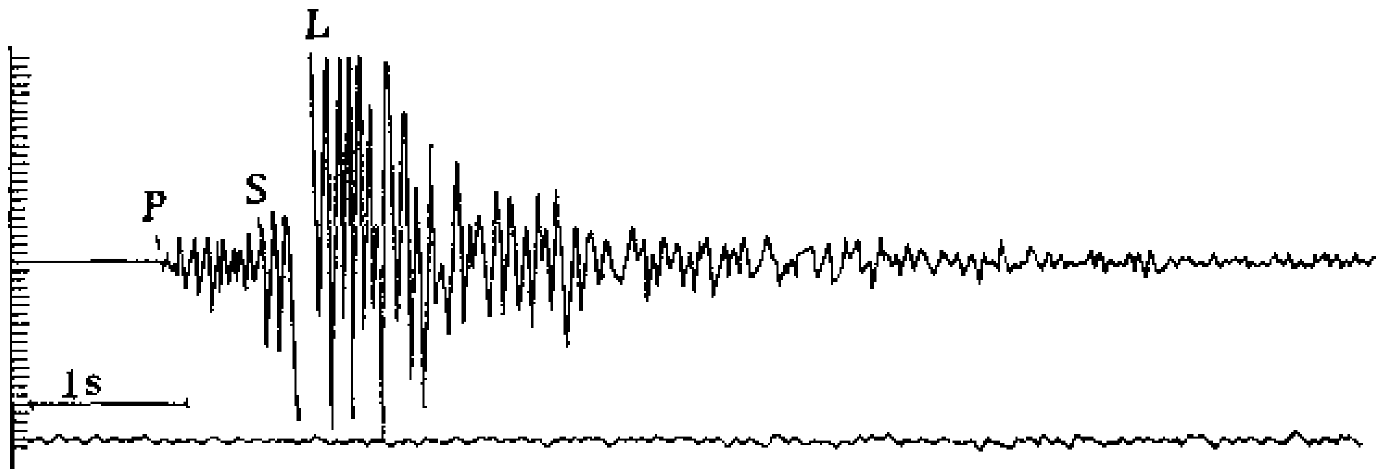


图 14.4 塔吉克地震站记录的一次地震的地震图

(1953 年 10 月 3 日)初至时刻：P—纵波；S—横波；L—面波

传播的速度最大；以拉丁字母 P 标志(英文"初次的"意思)。然后在记录上出现更尖锐的齿状横波 S(英文"二次的"意思)，继而是更强烈的表面波 L(英文"长的"意思)。P 波和 S 波之间的时间间隔越大，地震台距离震源和震中的距离越大；根据这个间隔可以判断地震到地震台的距离。有了 3 个地震台记录的资料，以 3 个距离为半径，以 3个地震台的位置为圆心，在地图上画圆，根据这 3 个圆相交的点可确定震中的位置(图 14.5)，还有其他确定震中位置的方法。震源深度的确定，也就是震中和震源之间距离的确定难度更大。这是因为地震波在地下传播时，由于折射、反射、散射、绕射等变得复杂。有几种确定震源深度的办法，但都不甚准确。为提高精度，戈尔什科夫建议的公式为

$$h=\sqrt{(tv_{p})^{2}-\Delta^{2}}$$

其中 h—震源深度，v_p—纵波的平均速率；t—波抵达地震台的时间(震源至地震台的距离)；Δ—震中距(震中至地震台的距离)。

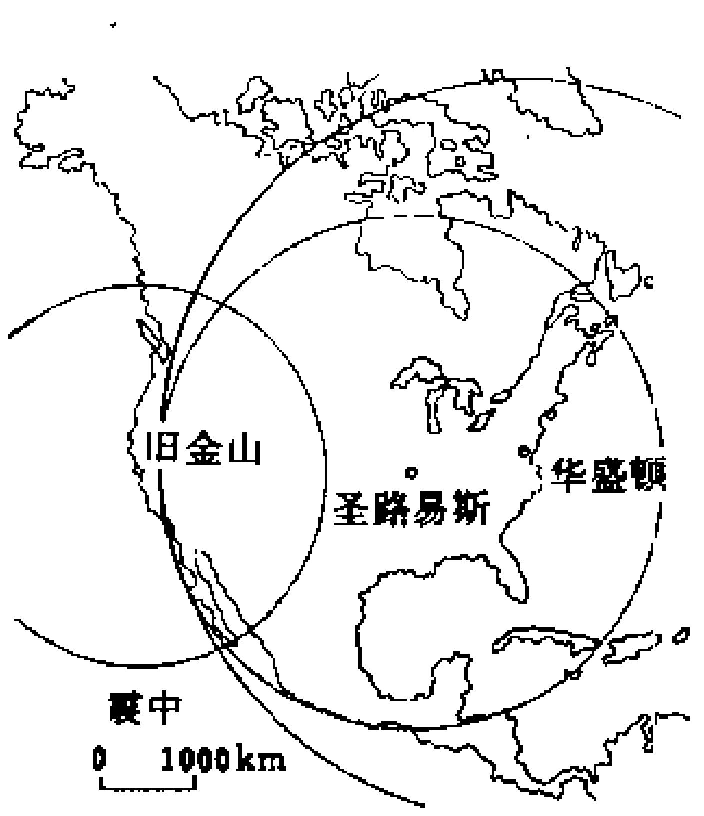


图 14.5 利用3个圆的做图法确定震中

圆的半径根据在3个地震台(旧金山、圣路易斯、华盛顿)记录的地震曲线确定

震源深度的研究表明，80%的地震发生在地壳内，大多数的深度小于 8—10 km。通常按地震的深度分成浅源地震，震源深度小于 60 km；中源地震(60—150 km)和深源地震(>150 km)，最大震源深度为 720 km(根据另一些资料为 620 km)，也就是接近上地幔和下地幔的界线处。上述的划分是大致的。就深源地震来说，岩石物质沿断裂发生位移引起地震的一般模型当然会受到怀疑，因为这样的位移应受到随深度增加而大大加大的摩擦力的阻碍。因此需要寻找其他可能的机制，其中包括相转变机制去解释深源地震的发生。然而更可能要考虑的另一个前提是，在很大围压下孔隙溶液的存在能大大减小深部岩石沿断裂发生位移的阻力。这样的孔隙溶液可以是从失水反应中释放出来的水，而在更大的深度处，地幔物质的部分融熔可以提供熔体相物质。

地震曲线的研究可帮助确定震源处断裂位移而的位置、倾角以及位移的性质即机制(动力学参数)，也就是确定该位移是与拉张还是与挤压、或是与剪切有关。为此需从尽可能多的地震台站所记录的地震曲线上分析直达纵波的情况。将这些观测资料标在一张立体图上，直达波性质不同的点的分布情况对应于震源区位移是拉张、挤压或剪切的三种可能的机制(图 14.6，圆圈符号为地震机制表示的规则：上为挤压，下为平移)。分开挤压区和引张区的线与互相垂直的零面的投影一致，其中的一个面与断裂面一致，然而为了确定哪个面是断裂面，需要求助于地质观测资料。显然这是在地震时发生破裂的那个而，或者是地质图上画着断裂的那个面。

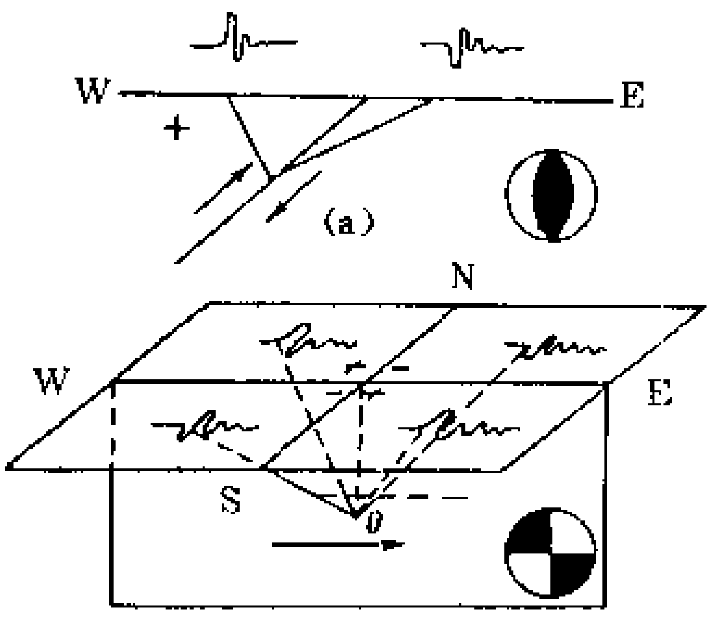


图 14.6 震源运动学参数的确定

(a) 逆冲，(b) 平移，断面直立，平移沿水平方向；“+”号—挤压，“−”号—拉张

在地震过程中有大量的地球内能被释放出来。个别的大地震释放的能量达 10^{15}—10^{18} J，甚至达到 10^{25} J，按年平均达到 0.5×10^{19} J。在震源区释放能量的相对量以震级来表示，震级表是里克特(C. F. Richter)于 1935 年提出的。震级按在距离震中 100 km 处地震台记录的地震曲线最大的振动幅度确定(如果距离不是 100 km 则作相应的校正)。震级是指数性质的，与土层质点位移最大幅度的对数呈比例。6—9 级的地震是大地震，6 级相当于 12 级烈度划分中的 6—9 度，7 级相当于 8—10 度，8 级相当于 10—12 度。很显然，按幅度确定地震力的大小较之地震烈度级更为客观，因为地震烈度级划分的基本依据是建筑物破坏的程度，而后者不仅与释放的能量有关，而且与一系列其他因素，如震源深

度(震源越深破坏程度越轻),土层的稳定性,含水程度和建筑物本身的质量等有关。一般情况下震中的强度 I_0 与振幅 M 之间的关系是

$$I_0 = 1.7\,M - 2.2$$

但利用这个关系式时还需要考虑到震源深度。

在地震学中还使用震级能量这一概念,地震按能量级划分了 18 级。地震能量 E,由下式决定

$$\lg E = 11 + 1.6\,M$$

14.2 地震的地理分布

很早以前即已知道,地震在地表的分布是不均匀的,在陆地上,地震主要分布在最新的造山带内。到了本世纪 60 年代,确定震中的方法大大改善了,使获得更准确的全球地震分布图成为可能(图 14.13),准确确定了实际缺少大地震的广大区域和地震集中在相对狭窄带内分布的特点,主要的地震带是太平洋带(环太平洋带)和阿尔卑斯-喜马拉雅带。太平洋地震带环绕太平洋分布,并在加勒比海向东延伸,在南部的斯克特海和南桑德维奇弧的位置也有向东的分支。阿尔卑斯-喜马拉雅地震带从地中海的西部延到亚洲东部,向东加宽,在近鄂霍茨克至印度尼西亚的区域内与太平洋带相交。正是在这两条地震带内,集中了所有破坏性地震,其中的大多数与挤压应力有关,有一部分与沿走滑断裂的运动有关。

1. 太平洋地震带

在太平洋地震带中超深断裂带特别引人注意,西支从深海沟的轴部开始向岛弧之下倾斜,东支向中、南美洲大陆地块之下倾斜。这些断裂带沿与之有关的震源带,特别是中源的和深源的震源带分布(见图 14.17)。一般情况下,震源带的上部具有相对平缓的(15—45°)倾角,一直延伸到约 100 km 深处,而下部则具有较陡的倾角(60°或>60°)。日本地球物理学家上田诚也(S. Uyeda)根据震源带的倾角和相伴的一些现象,划分出两种不同的震源带:马里亚纳型具有陡倾角,不仅发育中源地震,还发育深源地震;智利型具有缓倾角,实际上缺乏深源地震。

荷兰地震学家维谢尔于 1936 年,日本地震学家和达(K. Wadati)于 1938 年首先提出沿太平洋边缘存在着超深和倾斜的地震活动断裂。前苏联岩石和火山学家扎瓦里茨基(А. Н. Заварицкий)于 1946 年指出了地震活动断裂的重大意义,并在指出火山都分布在深度近于 100 km 的震源带之上以后,强调了震源带与太平洋火山带之间的联系。然而只是在美国地震学家毕乌夫(H. Benioff)的工作(1949 年及其以后)之后,该震源带才广为世人所知。因此,在国外(包括前苏联)的文献中,它常被称为毕乌夫带,但公正地说,它应该被称为和达(或维谢尔)和扎瓦里茨基带。

除了太平洋的边缘之外,超深的震源带在印度洋里也有很好的表现。在印度洋,伴随着在桑德海沟旁出露于海平而以上的马来岛,震源带的深度超过 600 km。展布在大西洋中的加勒比和南桑德维奇震源带,可以认为是环太平洋带的伸出部分;而且,巽他带也趋向属于环太平洋带,所以环太平洋带是地球主要的地震活动带。

2. 阿尔卑斯-喜马拉雅地震带

在非洲-欧亚之间的地震带中以浅源地震为主,一般没有深源地震(>300 km)。该带的个别地段具有中源地震,可以勾画出倾斜的震源带。这些地段在卡拉布里地区(亚平宁半岛的南

端)和克里特岛表现得最清楚。这些带属于向南突出的岛弧,在弧后区有火山活动。更向东去,沿着阿拉伯海北岸的马克兰,西兴都库什和喜马拉雅山也有向北倾斜的震源带。在兴都库什和喜马拉雅之间,在帕米尔有向相反方向的,也就是向南倾的震源带。喜马拉雅带在布拉马普特拉河谷与巽他(马来)带的北延部分相合。

在这两条地震带中,除了这些表现得相当典型的毕鸟夫带之外,还可以发现一些延伸较短、深度较浅的类似的带:在直布罗陀弧区有深度达 650 km 的震源;在第勒尼安海(地中海之一部分)有达 450 km 震源;在罗马尼亚喀尔巴阡山剧烈转弯的伏兰恰地区有达 150 km(罗马尼亚 1977 年毁灭性地震,1986 年在摩尔达维亚发生的与该带有关的地震)的震源;大高加索的东段有深度达 150 km 的震源;而在克里米亚半岛的南部,在地壳范围内有深达 40 km 的震源。有充足的理由推测,所有上述震源带都是以前存在过的、类似于环太平洋带那样的延伸更长、深度更大的震源带的残留段。大约在 40 Ma 之前,在该带的所有段都曾存在过与大西洋、印度洋和太平洋相通的开阔大洋。

非洲-欧亚之间的地震带与太平洋地震带相比还有另一个特征。如在图 13.13 中可以看到的那样,这里的地震活动散布在更大的范围内,在有些地段分布的宽度可达 4000 km。如果更仔细地分析震中的分布则可以发现,它们的分布是不均匀的:在一些带中很集中,而在另一些地段(如在阿富汗的中部和南部)实际上缺少地震。这张图可以这样解释,即该带由地块的镶嵌所构成,或者说是像河流或海洋中的冰块那样聚集成微板块群。微板块的聚集发生在大的岩石圈板块即北方的欧亚板块,南方的非洲、阿拉伯、印度-澳大利亚板块,东方的太平洋板块相互碰撞的过程中(见图 13.14)。相应的地震活动带集中在这些板块的边界发生相对逆冲(俯冲)和平移运动的带上。

3. 其他地震区带

除了沿着大陆边缘或贯穿大陆的全球两个主要地震带之外,在大洋中还有延伸非常长的地震带,沿着大洋中脊分布。这里经常发生地震,但其特征是强度不大,震源深度浅,一般不超过 10 km,基本上发生在地壳范围之内。按机制来说这主要是引张引起的地震,但在有些连接裂谷带的转换断层上发现有剪切位移引起的地震。

大陆裂谷系的地震活动也与张应力有关,如贝加尔(属于中欧亚带)、东非、西欧、北美、中国东部等裂谷系,有时这里有着强烈的、甚至是毁灭性的地震。

在地震带之外也有一定数量的地震,一部分在被动陆缘区的纵向或横向断裂上,如 1755 年的里斯本地震,1960 年摩洛哥的艾加迪尔,1982 年也门和 1983 年几内亚的地震。

(1) 古地震断裂　很显然,地震曾发生在地球的全部历史过程中,然而没有保存它们的记录。虽然如此,前苏联学者还是提出了发现晚第四纪,也就是距今 10000—12000 年以来所发生的地震遗迹的方法。在保存良好的条件下,更早一些发生的地震痕迹也是可以发现的。这些痕迹主要表现为贯穿各种地貌单元——河谷、小溪、分水岭、冰川地貌等的断裂和裂隙,这些断裂和裂隙具有各种方向。最特征的标志是陡坎,它们发生在横过水流方向的断层隆起的坡处,崩塌物、泥石流、塌陷、水成岩脉等也都是特征的。一般在卫星和航空照片上可以清楚地看到地震断裂,但仍然需要在当地进行验证。

古地震断裂的研究在确定某一地区的地震危险程度方面有实际意义,因为这样的研究可以大大扩展研究区域的观测记录并常常可以指出比近期记录要早得多的地震现象。

(2) 海底地震——海啸　地震的一个非常危险的后果是在震源区之上的水中发生强大的

长波波浪，这些长波波浪穿过海洋达到岸边，在近岸处由于海底的阻力，其高度可大大增加。这样的波浪能够从太平洋的一侧传播到另一侧，然后再返回。如1896年在日本本州东岸发生的地震影响到了位于太平洋中部的夏威夷岛，然后又达到了美国海岸，再经反射，达到新西兰和澳大利亚。这类波浪的波高能达到几米，在个别的情况下还要高得多，超过20 m(1952年在堪察加和库页岛曾达到18 m)。在波浪到来之前，一般在海岸处先有海水退去的情况。有些海啸导致大量人员伤亡，发生在日本海岸的1896年海啸造成近2.6万人死亡。有的海啸不是由于构造地震，而是由火山地震引发的；如1883年喀拉喀托火山喷发就引起了大海啸(3.6万人死亡)，1975年夏威夷岛的基拉韦厄火山喷发也引起了大海啸。

前苏联的堪察加、千岛群岛和库页岛是海啸危险区。所幸的是海啸传播的速度相对较慢，因而可以有效的预报，使沿岸居民得以及时转移，海啸过后在它达不到的高度新建居民点。

14.3 地震预报和抗震建筑

地震预报的目的是确定其发生的地点、强度和时间。地点和强度的预报相对比较简单，而时间预报很复杂，虽然有少数成功的预报，但至今这个问题没能得到满意的解决。

可能发生地震的区域首先是那些历史上曾发生过地震的地方。这样，历史地震频繁、强度也较大的地区在未来发生地震的危险也较大，至少初看起来是这样的。由于地震一般与那些在最近的时间里活跃、并保持其活动性至今的断裂有关，那么，危险性可以说沿整个断裂都存在。但特别是那些现代地壳运动强烈或运动方向有所转变的地段，以及现代地壳运动梯度高的地段、断裂交叉和断裂端点处等危险性特大。这样，在预报未来地震的地点时就必须考虑地震学本身的、地质的，特别是构造方面的标志。

然而，查明这些标志并非易事。部分的原因是除了上述的因素之外还要考虑到如下的事实，即为了达到得以释放强地震的条件，需要积累应力的一定时间。因此，地震的重复只是经过相当长的时间间隔之后才能发生，对每个区来说间隔的长短可以由统计资料决定。在这个基础上可以编制**地震活动性图**(即一定级别的地震每年发生的数量)或者**震动性图**(即一定强度地震的频率)。由于以上原因，在一条地震断裂上，那些在过去没有发生过大地震的地段反而是最危险的，在有些情况下能够成功地查明震中沿断裂迁移的方向。学者们运用这个方法成功地预报了1978年阿赖河谷(中亚)的地震。

经验证明，在确定地震重复性时需要谨慎。在克兹尔库姆区，历史上没有任何大地震的记载，但在1976年突然发生了毁灭性地震，这次地震似乎把长期积累的应力都释放了，然而在1984年嘎兹拉村(克兹尔库姆)重新被地震毁坏了。这里可能有因大规模开发天然气而导致的非构造的人为因素的干扰。

1936年戈尔什科夫在综合地震学和地质学(构造地质学)资料的基础上，主编了世界第一幅前苏联地震分区图，此后，又几经补充再版，图14.7是该图的简化形式。这幅图在前苏联被看成是国家文献，用于地震危险区的建设规划。计划中的建筑落入不同烈度带中，相应地要求采取不同的抗震结构。

对于城市、乡镇、大型水利及其他工程来说，需要更详细的小区地震分区图，作为总地震分区图的补充。小区地震分区图不仅要考虑到一般的构造条件，而且要考虑个别地段的地质结构，后者在很大程度上决定着建筑物在地震时的稳定性。土壤成分(最不利的是黄土或类黄

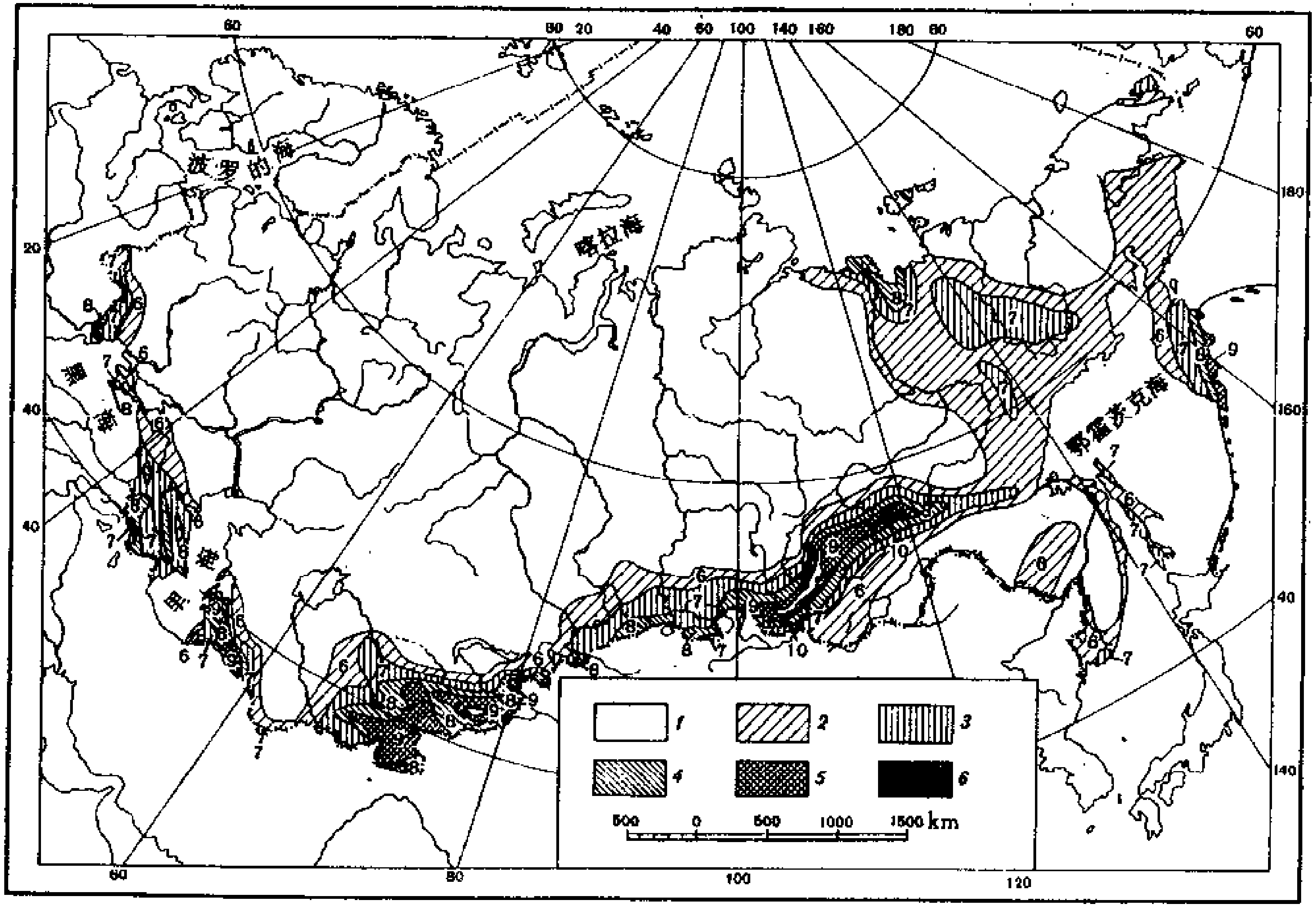


图 14.7 前苏联地震分区图

1 6 地震烈度带

土)、地下水的埋深和地貌的分异性有最重要的意义。

由于现时人们还没有足够的知识和技术预报地震,在地震危险区规划和建设楼房和其他建筑物时保证它们在发生地震时的稳定性具有特殊的意义。已知在一些毁灭性的大地震中,如1911年维尔宁、1948年阿什哈巴德、1966年塔什干的地震中都有一些建筑物由于质量好而经受住了震动。换句话说,抗震建筑应受到重视。抗震措施中包括钢筋混凝土圈梁、减轻房顶的重量、间层叠覆、除去向外伸出的重部件,如檐、阳台、浮雕等。现在,抗震建筑已经达到了在地震危险程度很高的地区建设不怕震动的高层建筑物的水平,例如阿拉木图26层的旅馆、东京60层的银行等。

尽管有了这些预防性措施,地震发生时间的预报任务仍然是十分紧迫的。许多国家的学者们正在积极地研究解决这一非常复杂任务的办法,讨论较多的是关于利用各种地震前兆做出预报的问题。

一个时期,学者们对现代运动强度的表现寄于很大的希望,包括隆起、坳陷和地表倾斜,个别的事实证明以上想法是对的。如1964年6月16日日本新泻地震之前,长期的地表下陷转变成了相对短暂的上升,地震之后又恢复了下陷。从1960年以来在落杉矶以北的巴尔杰尔城所观测到的快速隆起引起了不安,一些美国地震学家视之为孕育地震的信号,但现在对隆起速度确定的准确性产生了怀疑。在前苏联,为观测地倾斜,专门设计了倾斜测量仪。学者们推测在地震发生以前应该有强烈的地表倾角变化,为了记录这种现象,要求很精密的仪器。然而仪器精度越高,就会记录越多的各种外来影响,如气压的变化、降水、风暴期的海潮等等。因此,这种方法暂时还没有达到实际应用的地步。

1. 地震的前兆

弱震的频度增加,可以看成是大地震的前震。1975年1月,中国辽宁海城地震和1976年9月意大利弗利乌里地震之前都观察到了前震的现象。在这两次地震前都通知了居民,从而避免了重大的人员伤亡。

纵波波速(及其对横波波速之比)的变化是另一种前兆现象,表现为开始时的下降(<10%),在地震发生之前又恢复到正常。纵波速率的变化被解释成岩石在应力积累的情况下,其特性发生了改变。

另一些地球物理标志可以归为第三类的前兆:在实验室岩石试验中观察到,在岩石发生脆性破裂前电导率下降;地震前地磁场向量的摆动和大气层中的各种电磁现象等。

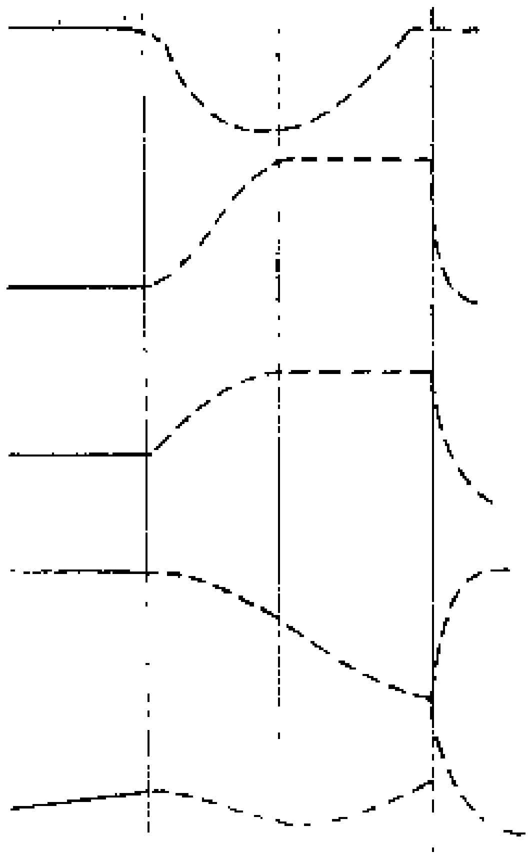
水文地质和水文地球化学现象构成了第四类前兆,包括钻孔和水井中的地下水位的变化,开始时是下降,而后是剧烈上升;水温的变化以及水氡、二氧化碳气和汞蒸气的大幅度上升。

最后要指出的是生物行为的异常,中国对此给予了特别的注意,积累了有关资料。前苏联在哈萨克斯坦、阿拉木图的郊区也设立了专门的观察站。

在众多的地震前兆中(表14.1表示了部分系统化的资料)应该区分出用于中期(一年之中,几个月中)和短期(若干天)预报的前兆。短期预报的责任性特别大,根据短期预报可以疏散居民,停止企业的生产等。发布这样的预报应该慎之又慎,因为现在还没有短期预报的可靠标志。不过可以预见,到本世纪末之前这个任务可以顺利解决。很显然,不能以某一种标志为预报的依据,而应该尽量利用综合标志。

表 14.1　地震预报中所用的物理指标*

物理参数	地震孕育过程			
			阶段 Ⅳ ↓	
	阶段 Ⅰ	阶段 Ⅱ	阶段 Ⅲ	阶段 Ⅴ
纵波速度				
地层表面隆升				
氡气释放				
电　　阻				
地震频度				



* 阶段 Ⅰ —应力强烈下降和后继的余震；

阶段 Ⅱ —断裂带中充水和不稳定变形；

阶段 Ⅲ —裂隙延伸和发展；

阶段 Ⅴ —弹性应变积累。

2. 人为的(或诱发的)地震

近些年来发现了一种新类型的地震——由于人类的工程活动所引发的地震。第一个受到科学家们重视的这类现象是 1975 年在加利福尼亚州的奥洛维尔城发生的 7 级地震，此地在 7 年前建造了美国最高的水坝(235 m)和水库。虽然奥洛维尔城地震引起了很大的注意，但这远不是第一次由于水库的蓄水所诱发的地震。1967 年印度斯坦西部的哥以区就曾发生过造成严重后果的地震，180 人死亡，两千余人受伤。前苏联塔吉克斯坦努烈克水利枢纽区也有这种诱发地震：随着水库的水深增加到 317 m，地震数量明显增多。相反，在那些构造稳定区，如俄罗斯和西伯利亚地台区，在建造人工水库时未发现任何地震现象。

水库并不是唯一诱发地震的根源。在石油和天然气开发中(油和气的采出和水的注入)都对地震活动有一定的影响。

诱发地震的机理是什么呢？首先这是地下水饱和度增加的结果，由于水饱和度增加，使土壤质点之间的联系减弱，从而降低了地震脆性断裂的摩擦力。在未来人们利用这种机制，可以采用在专门的钻孔中注水以诱发小震的办法释放应力，以减轻发生大地震造成严重后果的危险性。

第15章 岩浆作用

岩浆作用过程是地球内能表现出的一种最重要的现象，表现为岩浆从地球内部上升到地表。岩浆是饱含各种气体、过热水及蒸汽的硅酸盐熔体。根据岩浆溢出地表还是在地下冷凝，将岩浆岩分为火山岩和深成岩两大类。

岩浆作用分为火山岩浆作用(15.1—15.4)和侵入岩浆作用(15.5—15.7)两大类。

火山过程是一种岩浆物质溢出或喷出于地表和大气层中的综合现象。岩浆物质还在地下运动时即已发生分异作用，喷出地表的有流体的熔融岩浆，以岩块和浑圆状喷出的固体物，如火山弹和火山砾(小型的石块)、砂和灰以及由各种气体和水蒸气组成的气体。火山地貌的形成，一定的矿物和岩石组合，其中也包括矿产的形成都与火山过程有关。

15.1 火山过程的阶段性

火山过程的表现可以划分成三个阶段：早期的次火山阶段，火山喷发的主阶段和火山后的喷气阶段。

1. 次火山阶段

在上地幔的软流圈有形成岩浆的最有利条件，那里的温度促使软流圈物质熔融。实验研究表明，地幔的超镁铁岩在1200℃温度下熔化，融熔体向上运移并注入岩浆房，岩浆房大体呈巨大的等轴体形态。熔体的成分是玄武岩质的，包含着呈溶解状态的气体和水蒸气。岩浆沿软弱带或裂隙缓慢上升的同时吞噬着(混染着)周围的岩石，并造成筒状的通道和扩大裂隙。在到达一定深度，那里的岩浆温度低于1200℃时，岩浆中开始分出单独的气相和过热的水蒸气。变化了的岩浆具有更大的可移动性，它力求向上运动，在距地表以下的2—3 km处，岩浆中形成特别大量的蒸汽和气体，因而那里的压力急剧加大。在蒸汽形成过程中体积要增大100倍，同时要释放出巨大的能量并引起爆炸。力图向上运动的气体和水蒸气破坏着岩石，以一股强大的力量为自己开辟着向上的通道，上升到地表的是部分或全部经过除气作用的熔融体。当出露到地表以后，熔融体就转变成熔岩了。岩浆、水蒸气和气体运移的过程伴有不深的和相对较弱的地震，其震源越来越接近于地表。

在岩浆运动过程中，常常在地幔的软流圈以上或地壳中形成火山源地(图15.1)。源地的位置和大小可以用地震的方法加以确定，其原理是作为流体的岩浆不能传播横波，并使纵波波速降低。用这种方法已确定了若干火山源地的大小：克留切夫附近的火山源地为(1—2)×10^3 km^3，维苏威是5×10^4 km^3，维苏威岩浆房的顶界深5 km。

在岩浆房中岩浆的成分可能随时间而改变：基性(玄武岩质)岩浆可以被中性(安山质)或酸性(英安质-流纹质)岩浆所代替，这决定着火山过程主阶段的性质。

2. 火山过程的主阶段

火山能量释放和岩浆物质通过喷出口喷出地表的瞬间标志着喷发的开始，各类火山喷发

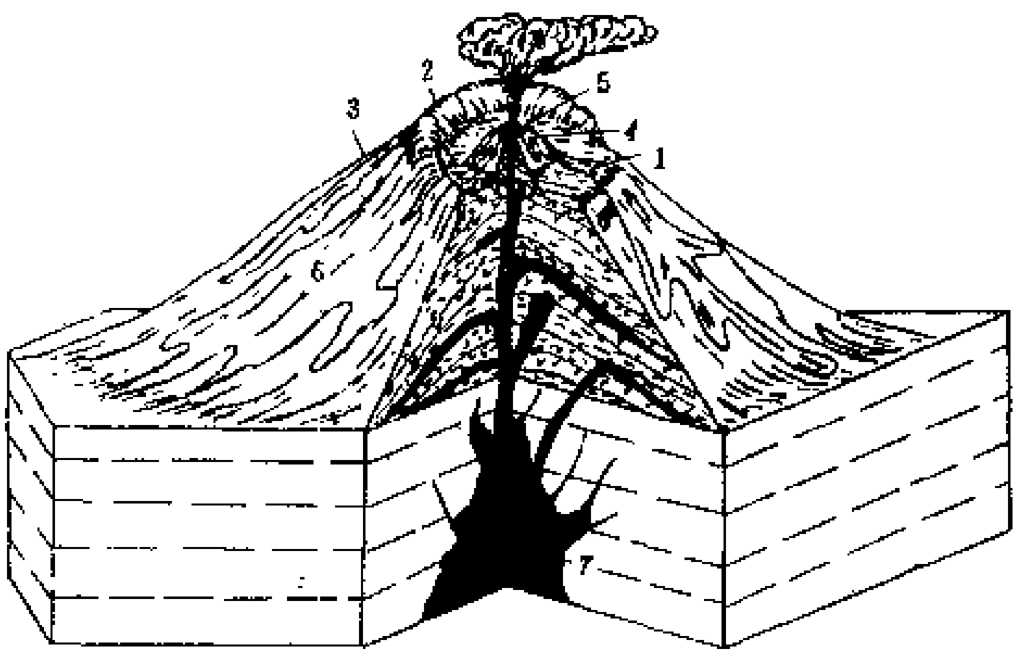


图 15.1 火山机构示意图

1 火山口，2—外轮山，3—火山锥，4—破火山口，5—火山颈，6 熔岩流，7—火山源

的过程是不一样的。固体的和流体的喷发产物一般都集中在喷出口周围并在这里渐渐生长成锥状的火山，火山顶是平的，常常在山顶上可以看到一个漏斗状的火山口，在它的底部有喷出口(一个或数个)，喷出口与火山通道相连。在多次喷发的活火山口附近常形成一大型火山口凹地，它的形成与大量物质在爆炸时的抛射有关，抛射物堆积在锥的顶部，或者当前一次喷发完了后又回落到火山通道中去。当下一次喷发来临时，在火山口中心可以产生新火山锥、火山口和喷出口。在维苏威，弧形的火山口堤被称为索玛，索玛和新锥之间的环形谷地被称为阿特里奥(意思为内院)。

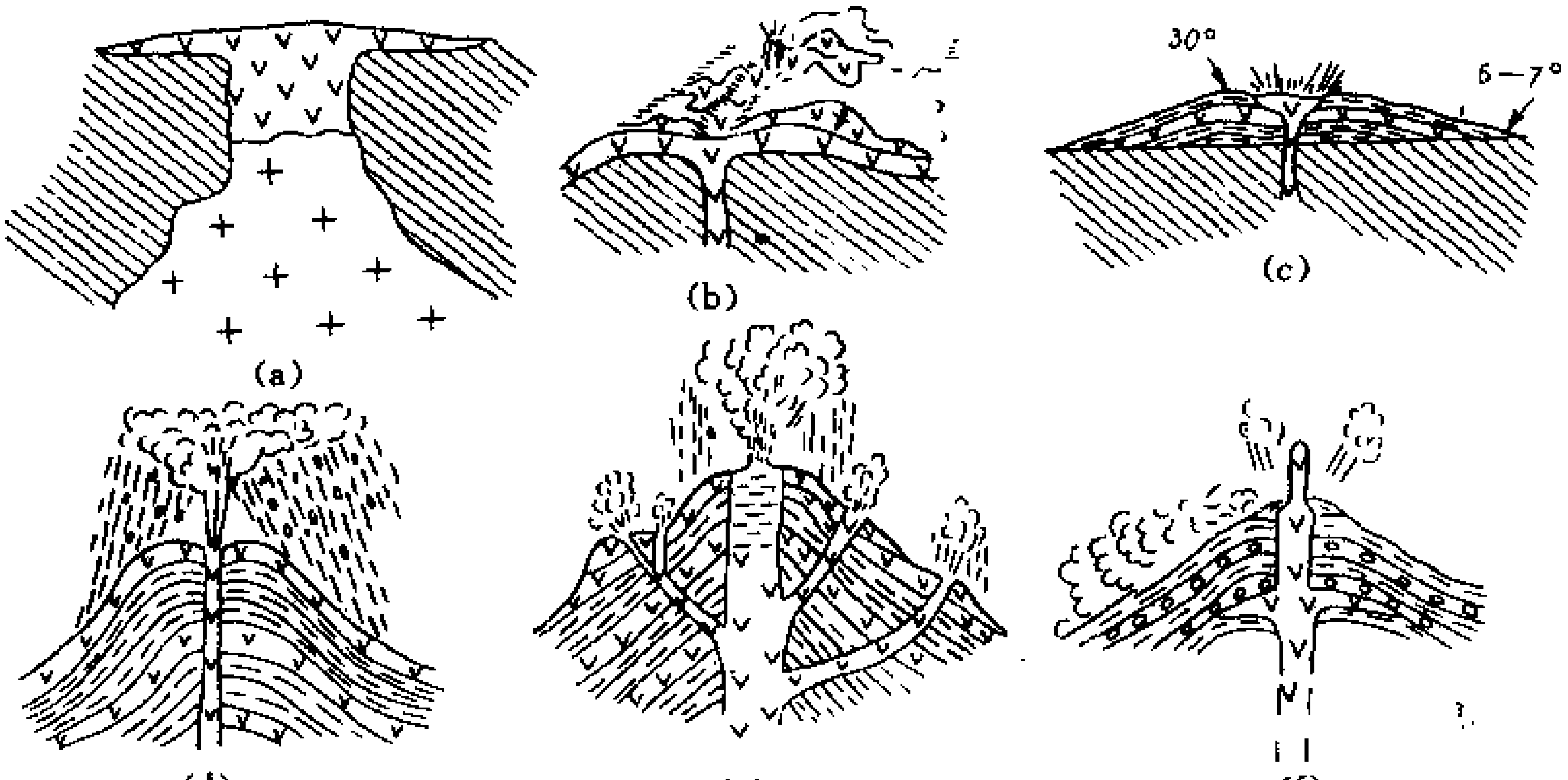


图 15.2 火山的形态和类型

(a) 大洋台地型，(b) 冰岛型，(c) 夏威夷型(盾型)，(d) 斯特朗博利型，(e) 埃特纳型，(f) 别列依型

火山的轮廓和大小是很不相同的(图 15.2)，喷发过程之不同也表现在延续的时间方面：一些情况下火山过程短暂，限于一次性喷发；另一些情况下则持续很多天或数月。一次次的喷发可以合并成喷发旋回。旋回之间是延续几十甚至是几百年的火山后阶段。

3. 火山喷发的分类

由于火山过程和引起火山的原因的多样性，进行火山喷发的成因分类是极复杂的，所以，岩浆和熔岩的成分具有重要的分类意义。

按照喷发的性质和产物，火山活动可以分成 4 类(表 15.1)：以流体状熔岩为主的火山(陆上的或水下的)；以固体状喷发产物为主的火山碎屑火山；还有流体状熔岩和气体的爆发型火山(气体-爆发式的)。最后一类在喷发时分出大量的气体和时常发生爆炸。每一类火山喷发又可以分成若干型式，而型式常以作为该型式典型火山的名字命名。

表 15.1　按喷出性质的火山分类

类　　别	喷出类型	火山原型	地　　点
喷出型 (陆上)	冰岛(裂隙) 夏威夷	拉基(裂隙) 基拉韦厄	冰岛 夏威夷岛
喷出型 (水下)	大洋板块的水下洋脊		
碎屑型 (混合型)	斯特朗博利 维苏威 埃特纳	斯特朗博利 维苏威(晚期喷发) 埃特纳	意大利利帕里岛 拿波里 西西里岛
爆发型 (气体-爆炸型)	普里尼 培雷 喀拉喀托 盘梯山	维苏威(早期喷发) 培雷 喀拉喀托 盘梯山	意大利拿波里 马提尼克岛 印度尼西亚巽他海峡 日本

按喷发类型的火山分类只是概略的，因为许多火山是过渡类型的。有一些火山，随时间而改变类型，这主要是因为岩浆成分改变了(如维苏威火山)。现代大陆上的火山以气体-爆炸和火山碎屑类喷发为主；而在大洋中和大洋岛上则以喷出类火山为主。

(1) 陆上的喷出类火山

这类火山主要分布在大洋岛和大陆边缘处(沿着壳-幔深断裂带)，多与基性玄武岩类岩浆相联系。

● 冰岛型。冰岛是一个火山国家，位于大西洋中脊区上。现代的火山主要分布在岛的东南部，沿着北东方向的裂隙呈串珠状。由著名的克阿拉火山向东，在 1783 年的地震时形成了拉卡扩展裂隙，长度达 24 km。在强烈的爆炸之后，从裂隙中喷出火山灰和熔渣，继而是熔岩。熔岩从一个长 7 km 的裂隙中溢出，也从一些相互孤立的火山口中溢出，沿着裂隙形成了 34 个大的和 60 个小的火山锥和火山口。火山口中填满了由众多的岩流构成的熔岩。岩流都向着深达 180 m 的斯卡夫套河谷流动。在 80 km 的地段内，河谷中充满了熔岩；局部地方熔岩还越过了河谷。熔岩覆盖的面积达 565 km^2。岩盖的平均厚度超过 30 m，体积达到 12 km^3。熔岩的喷发持续了 20 天，而后有短暂的间歇，之后又有新的喷发。熔岩流动性强，流动的速率即使在缓坡上也较大。这是典型的基性熔岩的裂隙式喷发。

相似的裂隙式喷发在夏威夷岛、日本和前苏联的堪察加都有分布。在堪察加，沿着平行于海岸的地壳断裂，分布着 30 座活火山。堪察加火山喷发的情况很为多样，基本上属于火山碎屑喷发类型。但在 1975 年 7 月发生了冰岛型的托尔巴契克火山喷发。在火山坡上形成了延伸较

长的裂隙，开始时裂隙的北段是活动的，从中喷出了火山灰、熔渣和气体，喷高达到 10 km，沿裂隙上形成了 7 个高达 330 m 的熔渣锥，从裂隙中流出了 15 股岩流，长度达到 6 km。从裂隙的南段喷出的熔岩量更大，构成了面积达 36 km^2 的岩被，熔岩被的厚度，在其根部达 40—70 m。托尔巴契克火山喷发持续了 5 个月，其间喷出地表的火山碎屑物（灰、熔渣、火山弹）体积达 2.17 km^3，向大气中喷出了 72.28 km^3 的水蒸气和气体。

● 夏威夷型。按喷发的性质及产物，夏威夷型与裂隙型相近，但喷出是沿着大的筒状通道进行的。夏威夷岛全部由老一些的水下喷出、而后是陆上喷出的熔岩所组成。在夏威夷岛的南部分布着三个活火山，其中最大的一个是冒纳罗亚火山，海拔 4166 m。夏威夷型火山的形态像一个盾牌，因而称为盾型火山。座落在冒纳罗亚火山东南坡的基拉韦厄寄生火山口被研究得最清楚，在该火山口的南西部有大小为 1000 m×900 m 的加列毛毛火山颈。1924 年以前，火山口中一直填满了熔岩，具有熔岩湖的面貌，湖表面熔岩的温度变化在 1000—1300℃之间。1924 年熔岩的顶面下降了 350 m，露出了陡直的火山通道壁，喷发期的来临以熔岩湖表面的再升高和熔岩溢出火山口的边沿为标志。此刻火山口湖沸腾了，熔岩的喷高达 10—100 m，顺着火山坡熔岩的流动速度达到 25 km/h。

现在，夏威夷型火山在萨摩亚群岛、新西兰、冰岛以及非洲东部都有发现。东非的尼拉贡戈火山是目前世界上唯一保存有流体熔岩湖火山口的火山（深达 300 m）。

（2）水下火山喷发

这是数量最大的一种火山类型，因为远不是所有这类火山喷发都有记录，因此目前研究的程度还比较低。

大洋火山基本上属于与裂隙有关的火山。熔岩从深度很大的裂隙中宁静地溢出，不伴随爆炸，碎屑物的量很少，只占 1—3%。在深达 2—3 km 的水下，保持着较熔岩内部蒸汽压力大的压力，因此不发生爆炸，熔岩周围的岩石不被破碎，也就不产生火山碎屑物质。气体以单独的气泡或涓流的形式溶解于水中，达不到水面。这样的火山喷发在大洋表面是不能发现的。有时由于巨大的静水压力，熔岩被挤出而不流散，可以形成穹隆状体；熔岩的成分通常是玄武质的，在海底形成面积广大的等轴状岩被，或者是宽度不大但延伸相当长的、具有枕状或球状结构的岩流（枕状熔岩）。水下熔岩的一个最突出的特征是在它的表面形成一层玻璃壳，这是遇水骤冷的原因所致。在大洋的底部也有火山锥或火山穹隆，由粘性较裂隙火山熔岩大的玄武岩类熔岩构成，有时熔岩与热液沉积物呈互层状产出。

水下火山的数量巨大，仅在太平洋东南部及其相邻的南美大陆架，就有数百个火山，其中有 200 多个火山底盘的直径大于 1 km。一个位于秘鲁海岸之外的火山高达 1.5 km，底盘直径 9 km，和大多数洋底最高的火山锥一样，这是一座休眠火山。

深水水下火山的一个最突出的特征是有大量热水溶液的溢出，热水溶液既可以在喷发的主阶段从喷出口溢出，也可以在喷气阶段从火山坡上的裂隙中溢出。在位于胡安·德·富卡水下洋脊上的一个破火山口（深 1600 m）处，加拿大学者发现了热水溶液喷口，它的周围有形态奇异的、由金属硫化物组成的小丘，高达 10 m。热水沉积物中包括大量的铜和银、锌、铅及其他元素的硫化物，构成了很有价值的矿产。在太平洋、大西洋和红海也都发现了热水沉积物。

大陆架上的水下火山，按其喷发的性质与水上的火山如冰岛型、夏威夷型相似。除火山熔岩之外，这里也有火山碎屑物和火山爆发，开始时形成基盘平坦宽阔的水下火山锥，继而在其上形成正常的火山锥，甚至可以达到水面以上，构成火山岛屿。在太平洋中有数量众多的水下

火山，在其他大洋中，沿洋脊也有较多的火山，仅在冰岛地区就有26座活火山。1963年11月13日，在130 m深处发生了谢尔特谢依火山喷发，几天之后长成了岛屿。在地中海，水下火山喷发导致桑托林岛的形成。

(3) 火山碎屑(混合)类型火山

此类火山的特征是既有熔岩的喷出，也有固体和气体产物喷出，属于中心-破火山口型，具有规则形状的火山锥。火山锥通常由呈互层状的熔岩和固体喷出物(火山弹、火山灰、火山砂、火山熔渣等)组成，因此也被称为层状火山。这类火山可以分成以下几种型式：斯特朗博利型、维苏威型、埃特纳型等。总体上，此类火山介于溢流类和爆炸类火山之间，因此有时称之为混合型或过渡型火山。

● 斯特朗博利型火山。这类火山喷发较频繁，爆炸或喷发之间的间歇时间短(由几分钟至1小时)，有时可以表现出惊人的韵律性，例如伊查里柯火山每经几分钟就喷发一次。火山弹、喷出的熔岩和熔渣上升的高度相对不大(50—300 m)。斯特朗博利型火山的熔岩较夏威夷型更偏酸性，粘度也更大一些，温度约1100—1200℃，火山源深度不大。

● 维苏威型火山。这种类型的火山分布很广，而且在近百年来的喷发中表现出了这类火山的典型特征。

维苏威火山位于地中海沿岸的拿波里城附近。关于它活动的描述，从1000年以前即已开始了。到公元63年的喷发以前，一直认为它是死火山。公元79年，强烈的喷发发生了，格尔库拉努姆、庞培和斯塔比亚城都被埋在厚达7 m的一层火山灰之下，居民似乎都被有毒的气体所窒息，在喷发的末期大雨如注，挟带着火山喷出物和泥的水流淹没了城市和居民。开始喷发时的爆炸毁掉了山峰，后来在山峰的位置形成一个巨大的爆炸破火山口。此后的100多年，维苏威火山没有再活动，后来也只是有零星的微弱喷发。维苏威火山的早期喷发没有熔岩的喷出(或者只有少量的熔岩)，应该属于火山碎屑和火山爆炸这两种之间的中间类型，意大利地质学家称之为布利尼亚型，是为了纪念古希腊时期的著名学者布利尼亚，他死于维苏威火山喷发。

维苏威火山相当强烈的再喷发，发生在公元1631年。此后，维苏威火山活动为火山碎屑类型，除少量喷出的火山气、火山灰及火山弹外，溢流出大量的熔岩，这些熔岩分两股流向大海。灼热的熔岩流几乎完全毁掉了托雷德尔格雷科城。以后，火山喷发间隔一般为10—30年，最后一次较强的喷发发生在1944年3月20日，一直持续了7天。最终，火山口及火山通道被熔岩喷发"清理干净"，现在显示为一个开阔的漏斗形状。

在前苏联堪察加克留切夫火山某些时期的喷发也属于这种类型。

● 埃特纳型火山。它的喷发特征与维苏威型很相近，并且在许多分类中它们同属一类型。这种类型的火山活动很强，隔一些年喷发一次，在喷发间歇期从中心火山口不间断地喷发出一缕缕火山气体和水蒸气，不时地还有火山灰。埃特纳火山位于西西里岛，是欧洲最高的火山(海拔3290 m)。强烈的喷发往往从强烈的地震开始，并伴随着一系列的爆炸，在爆炸过程中从高处的中心火山口喷发火山气和火山灰；开始喷发后在斜坡上出现裂口，从中溢流出熔岩，喷发出多孔状物质并形成圆锥状寄生火山锥；在喷发的过程中熔岩溢出的破火山口的高度持续下降。火山碎屑物质和喷出物质异常多，熔岩流和凝灰岩仅仅在最近的100年间就覆盖了山坡上1300 km^{2}的面积。寄生在埃特纳山斜坡上的火山锥高200 m。

在前苏联，这种类型的火山喷发发生在堪察加，如克留切夫火山在最近250年非常活动(图15.3)，共喷发了37次，平均6—7年喷发一次。火山气和火山碎屑物质从高处的火山口喷

图 15.3　克留切夫火山

发出来，而熔岩主要通过侧面的火山口或裂口溢流。寄生火山锥高出火山斜坡 60 m，主要由熔岩组成，熔岩流的长度可达 16 km，岩浆源的深度较大。

埃特纳型火山分布在地中海沿岸区、南美、日本、千岛群岛、堪察加。

(4) 爆炸型喷发的火山(火山气-爆炸物)

这种类型的火山常常喷发出大量的火山气及水蒸气和少量的熔岩，有时没有熔岩喷出。较硬的岩石常被强烈破碎、磨蚀形成火山灰，喷出的多为酸性或中性的岩浆，岩浆源处于特别深的地方，所以岩浆并非总能达到地表。这种火山的爆破喷发可分成几种类型：

● 培雷型。这个名字是根据拉丁美洲小安的列斯岛弧的马提尼克岛上培雷火山命名的。1902 年 4 月 23 日的火山喷发为代表性的一次，地震、火山灰、水蒸气和毒气喷发持续了 2 个星期，这段时间内整个山被白色的云雾所笼罩着，于 5 月 8 日早晨发生了爆炸并伴随着可怕的爆炸声。据目击者说，整个山顶均爆炸成碎片，然后浓密灼热的大片气体和分散的熔岩沿斜坡以 180 km/h 的速度流下来。在这次火的灾难中，温度可达到 450—600℃，它毁坏了圣皮埃尔城，使 3 万居民丧生。火山喷发的几周后，在火山口的底部出现了一个四周陡峭、中间为圆顶的熔岩物体，由赤热致密的酸性熔岩组成。1902 年 10 月中旬，在圆顶熔岩物体的东面开始出现一个大的熔岩尖碑(越往上越尖的碑)，其形态像一个巨大的姆指(见图 15.4)，它的高度每天增加 10 m，在达到高出火山口 900 m 以后开始崩溃。过了一年，在 1903 年 8 月，它完全塌落了。

图 15.4　培雷火山的熔岩石碑

相似的培雷型火山喷发有堪察加的别泽马火山和希韦卢奇火山、阿拉斯加的卡特迈火山。在最近 100 年中，这类喷发超过 40 次。

● 喀拉喀托型。这种类型的喷发特征为突发的带有大量火山气和火山灰的强烈爆炸，在地表几乎未见熔岩。这种类型的名称是根据印度尼西亚苏门达腊岛和爪哇岛之间的巽他海峡内岛上的喀拉喀托火山命名的。1883 年 8 月 26 日的喷发特别强烈，以致于岛屿的大部分都"飞"上了天。喀拉喀托型火山喷发与酸性岩浆关系密切。根据浮岩和火山灰的成分判断，喀拉喀托火山具有英安岩质的组成(65%的 SiO_2)。

● 马阿斯型。这种类型只是一次性活动的火山喷发，现已为死火山。这种类型火山喷发形成平面上为椭圆形的火山口盆地，四周是由从火山口中喷出的岩渣和碎块组成的不高的堤坝；在火山口底部有火山通道，或者是火山喷发管，即古老的火山颈。在 400—500 m 深处喷发通道被玄武质熔岩或超基性岩浆派生产物所充填，再向上为破碎的黑色粘土和火山岩碎块(金伯利岩)。南非金伯利城地区和西伯利亚的岩颈都非常有名。充填岩颈的岩浆角砾岩取名为**金伯利岩**，由超基性岩块体和通过岩颈运移到上面的岩石组成；在金伯利岩中含金刚石和镁铝榴石(石榴石系列中一种矿物)等。岩石的特征证明了在爆炸时具有极大的压力和温度，岩浆从非常深的地方上升而来，一般为幔源。爆炸的管道长度从几米到几公里。

● 班达型。这种类型的喷发特征很像上面给出的类型，但喷发很少有岩浆气体，而主要是水蒸气。水通过很大距离运移后(从下向上)变为水蒸气，并产生爆炸。与现在的火山气-爆炸喷发的区别是班达型火山缺失新鲜的火山喷发物质。班达型爆炸喷发主要见于印度尼西亚、日本等地的一系列火山。

爆炸喷发的火山分布极为广泛。据统计，在最近 100 年内这种类型的喷发超过 1000 次。

4. 火山期后或火山喷气阶段

这个阶段的特点是火山活动性大为减弱，熔岩已不能溢出地表，但可流出大量的火山气流和热水。这个阶段开始时火山的斜坡有点类似于冒气的热水锅。

火山气流称为**火山喷气**。按气体的组成和温度可分为：

● 干的火山喷气。温度超过 500℃，水蒸气量很少甚至缺失；气体中的组分为氯化钠和氯化钾及锰、铜与氟的化合物。

● 硫化物或硫质喷气。温度为 90—300℃，组成为硫化氢和氯化氢，这种火山喷气的周围常常有红色或黄色(自然硫)的沉积物。

● 含碱或含氨的火山喷气。温度高于 100℃，火山气组成有碳酸铵和硫化氢，还有水蒸气。

● 冷的碳酸盐火山喷气或放出二氧化碳的火山喷气。温度低于 100℃。

火山喷气孔常常成群分布，有时也沿着裂缝呈串珠状分布，气流的高度从几厘米到几米。当通过疏松多孔的岩石和裂隙时，火山气和水蒸气会留在裂缝的两壁或岩石中各种矿物的表面。特别强的气流可以作为主要的或次要的火山喷发物从火山口喷出。

喷发水蒸气也是火山期后的特点。由于压力作用，水蒸气在源处是热的并富含大量矿物质成分，常连续或间断地喷发，称为**间歇喷泉**。间歇喷泉喷发的周期常是固定的，不同间歇喷泉喷发的间断时间短则 10 s，长的可达 5.5 h，水的温度在 94—99℃之间；间歇喷泉的水富含矿物质，包括钠盐、镁盐、钾盐和硅盐。这种喷泉的四周常见多孔的钙质或硅质凝灰岩沉积。喷泉的著名产出地有冰岛、新西兰、堪察加(喷泉谷)和美国的黄石国家公园。

喷泉的产生机制有如下解释：在火山通道的底部水被加热，并形成蒸汽，使喷泉通道内水柱上升并产生瞬间的水气喷发。

与水一起喷发的火山气可以"抛出"泥浆，形成**泥浆火山**。这种火山的火山锥不高，一般达

到 1—2 m，有时也达 400 m，火山口直径为几十厘米到几米。泥浆流长度可达几十米，温度达 80—90℃。

泥浆火山也可以不通过火山过程形成。它们形成于聚集着碳氢化合物气体和处于高压下的富水的粘土岩部位。这种类型的泥浆火山发现于前苏联的阿普歇伦半岛和刻赤半岛，西土库曼和萨哈林(即库页岛)岛。它们可以达到 400 m 高度，在外形上很像现代的火山锥。

火山期后阶段可以持续几十年甚至几百年。火山过程的完全减弱可能与火山源岩浆的耗尽有关。

15.2 火山喷发的产物

火山在地表的活动过程中，喷出三种火山产物：液体的、固体的和气态的。

1. 火山喷发的液体产物

各种不同组成的岩浆即属于液体的喷发产物。冷却和固结后，它们形成喷出岩岩层。按化学组成，主要根据 SiO_2(不仅计算石英，而且包括组成其他矿物的 SiO_2)的含量，分为酸性(>65%)、中性(65—45%)、基性(53—45%)和超基性(<45%)岩石。

酸性岩浆形成的岩石一般为浅色，它们的组成及构造特征见下表。

岩石名称	主 要 组 成	构 造 特 征
流纹岩	石英、酸性长石、云母、少量的辉石、闪石及火山玻璃	流纹构造和斑状构造
英安岩	同上，还有斜长石(占优势)	

酸性岩浆由于粘性比基性、中性岩浆都大，因而比较难运动。它们固结的外表为穹隆形或比较短的岩流状。中性岩浆固结后形成含中性斜长石的安山岩或含正长石和中性斜长石的粗面岩，石英在这种岩石中极少或缺失。属于基性的岩石分布更为广泛，主要为玄武岩。超基性喷出岩为苦橄岩，一般很少见。

喷发溢流出岩浆的数量是明显不同的，在喷出类型的火山中，玄武质溢流熔浆特别多。这种情况下熔岩流宽度为数百米而长度可达几公里甚至几十(上百)公里，如从克留切夫火山溢流出 240 km³ 岩浆，熔岩流长度达 16 km；又如从冰岛的斯卡弗达乌火山，流出 12 km³ 熔浆。

火山中溢流出的熔浆在火山口就分离出火山气的情况下，粘性大，较致密，而在火山气未分离时则形成有各种大小气泡的熔岩。

富含气体的岩浆固结后形成的岩石叫浮岩。浮岩的空洞内可以充填各种矿物：方解石、二氧化硅(蛋白石、玛瑙)、沸石和其他矿物，以球状、蚕豆状、扁桃状形式出现。这样的岩石取名叫杏仁状熔岩。

熔岩流表面可以有两种类型：块状熔岩和绳状熔岩。块状熔岩很像冻冰的河面，以比较致密熔岩为特征。绳状熔岩的绳状表面在夏威夷型火山的流体熔岩中可以见到，在熔岩表面上，一组已经固化的熔浆被后来的熔浆扭曲成绳状了。水下喷发的玄武质熔岩具有枕状外表，并常有大球或大管子形态——球状或圆柱状熔岩。

大多数固结的熔岩具有不完全结晶结构：在熔岩中，与火山玻璃在一起的还有微晶，有时

可见分散的单个矿物巨晶。这样的结构称斑状结构，而缺少巨晶则称无斑隐晶结构。一些熔岩来得及完全结晶，称为细晶结构。

熔岩在固结时完全破碎，并形成角砾，再由熔岩胶结的岩石称为火山集块岩。在海底，火山玻璃与海水相接触时破碎，形成一种由细小玻璃碎块组成的岩石，称透明碎屑岩。

并非所有的熔岩都以大的岩流形式溢出，通常是喷溅的和以单个块体形式抛出的(团块、火山弹)熔岩，具梨的形状，或由于熔岩弹在空气中旋转运动而形成纺锤形。火山弹从核桃大小到西瓜大小或更大(图 15.5)。粘滞致密的熔岩浆有时可以喷出达几吨重的单个团块，以不大的多孔团块喷出的熔岩聚集形成的岩石称渣状凝灰岩。

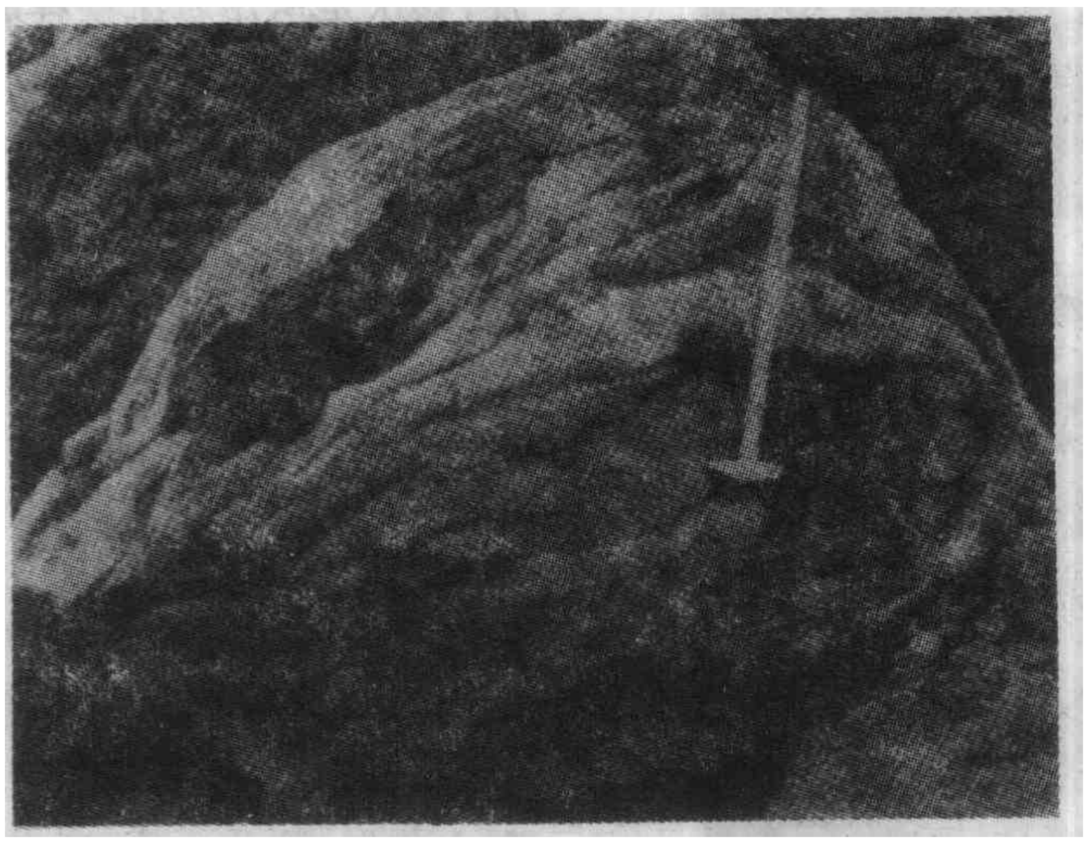


图 15.5　距巴图尔火山口 2 km 的火山弹(印度尼西亚)

2. 火山喷发的固态产物

大多数大陆火山在溢流岩浆的同时喷出大量的固态物，常十倍于熔岩的数量。固态的喷发物为各种大小的块体，从不到 1 mm 至几米。

火山的固态喷发物按大小可分火山灰、粉尘，火山砂，火山残片——火山砾，火山弹和火山巨砾几类。

火山灰为细小尖锐形态的浮岩残片、玻璃残片和各种只能在显微镜下见到的矿物残片；火山灰的颜色多种多样：灰的、白的、黄的、红的等；火山灰的喷发量有时是很大的，如 1912 年美国卡特迈火山喷发时喷出了 28 km^3 的火山灰。火山灰能够分布到离火山口很远的地方(几千公里外)，并覆盖大面积土地。例如，喀拉喀托火山将粉红色火山灰喷到 80 km 的高空，飞散到全球并逐渐地沉积到各大洲和各大洋之中。

从火山口中大量喷出的还有比火山灰和火山砂大的火山岩残片，如火山砾(核桃大小的石块)和小型的火山弹、块体。当意大利的武尔卡诺火山喷发时，喷出过体积为 25 m^3、重 68 t 的块体。

所有从火山中喷出的残片物质称为火山碎屑。经过沉积、压实、固结形成火山岩，可分为凝灰岩和层凝灰岩。凝灰岩形成在陆地条件即在火山斜坡上；层凝灰岩在水下的环境中沉积，即在海里或湖中。大多数层凝灰岩形成于水下火山喷发。层凝灰岩常常具较好的层状特性，其中混有陆源物质或生物物质，如贝壳残片、海生动物壳印模、藻类等。与层状碎屑沉积岩一样，层

凝灰岩可按碎屑大小分为细、中、粗粒火山层凝灰岩、凝灰砂岩、凝灰角砾岩及凝灰砾岩。

凝灰岩按碎屑大小分为泥质和砂质凝灰岩，按组成可分为酸性、中性、基性凝灰岩。常能见到混合的凝灰熔岩，其形成是这样的：在还未冷却的熔岩上又沉降了凝灰质物质并与熔岩混于一体。酸性(流纹质)组分的熔岩碎屑以热"暴雨"形式堆积下来，形成一类特征的岩石，称**熔结凝灰岩**。

3. 气态火山喷发物

处于任何喷发阶段的任何类型的火山均有火山气及水蒸气喷出：大量的喷出是在喷发的最初阶段，从中心火山口、裂隙或火山锥中喷发；其次是从熔岩流中释放出来，常使熔岩表面长时间"冒烟"，并在表面留下大量的**气孔构造**。在主喷发期后，从火山锥斜坡上的裂隙中以火山喷气孔的形式也释放出气体。因此，火山过程的结束阶段有持续几十年至几百年的火山喷气现象。

火山气体量非常大。在墨西哥帕里库廷火山(火山碎屑类)喷发时，一昼夜喷出了超过3000 t的气体(图15.6)。

图15.6 墨西哥帕里库廷火山喷发

火山气的组成是多种多样的。例如，从基拉韦厄火山口喷出的新鲜熔浆中，包含有二氧化碳、氮、氧化硫、三氧化硫、一氧化碳、氢、氯、氩和水蒸气；除此之外，还有少量的氯化氢和氟化氢、硫化氢等等。火山气与水蒸气之间的比例尚有争论。从前认为，火山口喷发的水蒸气超过90%，但有人指出，在埃特纳火山喷发中喷出的火山气与水蒸气的量是相等的。

15.3 火山的地理分布

据资料记载，历史时期(3000年)内在地球大陆和岛屿上有1000多座活动过的火山，其中有200座火山处于休眠期。

地球表面的火山分布极不平均，大多分布于大洋边缘、环绕大洋的岛弧和大洋岛屿之上，大陆内活动的火山很少见。大多数现代和第四纪火山分布在延伸于整个地球的三个大带内(图15.7)。

1. 环太平洋带

这个带中新第三纪—第四纪死火山集中分布在内带，而活火山分布在外带(靠近大洋)。在环太平洋带总计有340座活火山，占世界地面上火山的2/3。

2. 地中海-印度尼西亚带

分布在一个长距离的平行带状区域内。这里分布着117座活动的和正处于衰亡期的地面火山，与该带在太平洋内延伸的部分合起来，有近150座火山。这个带内大多数火山集中于印

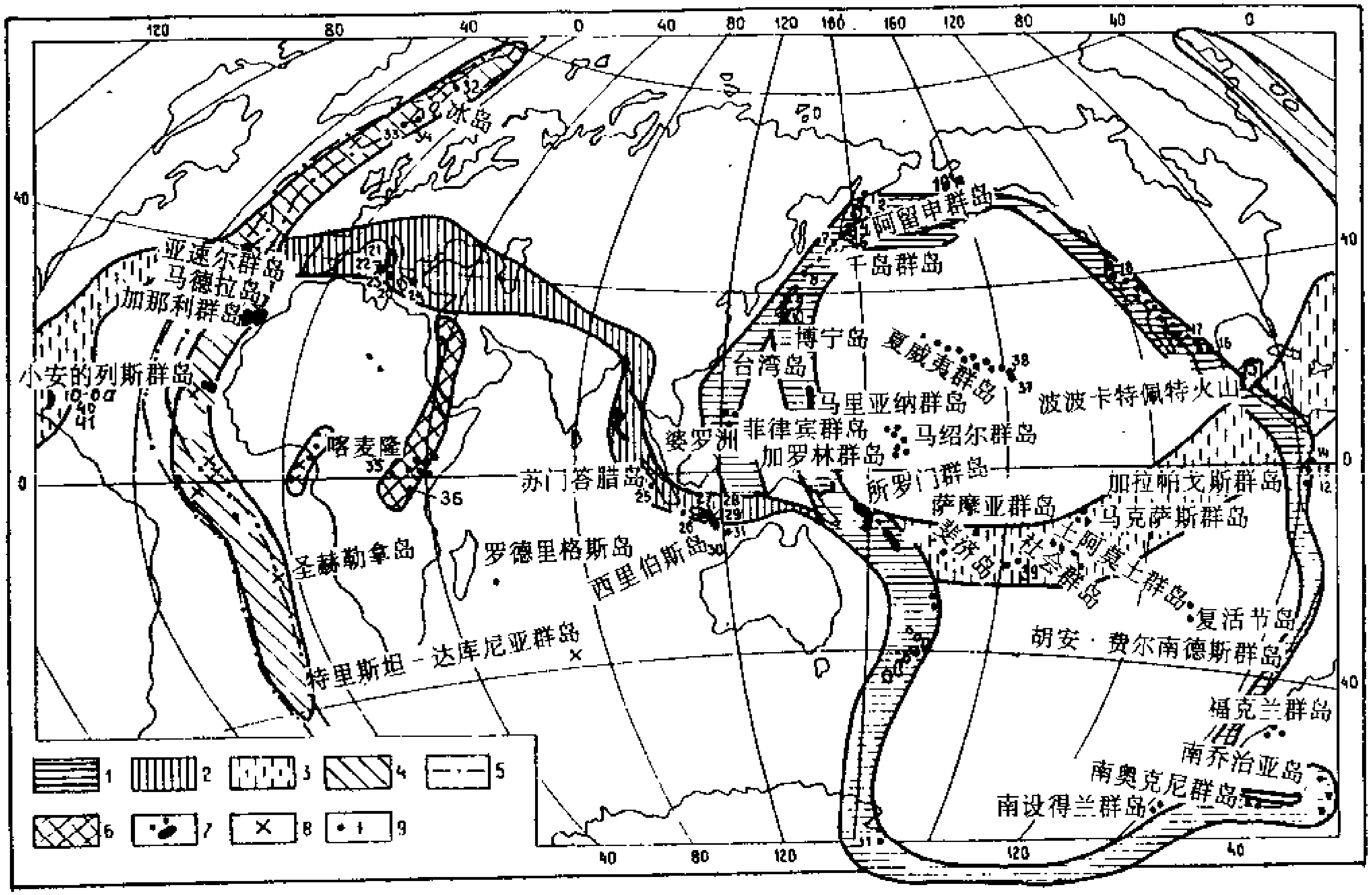


图 15.7 火山地理分布图

1. 环太平洋带；2. 地中海-印度尼西亚带；3. 带在太平洋和大西洋内可能的延伸；4. 大西洋带；5. 大西洋洋中脊和裂谷轮廓；6. 非洲裂谷带；7. 大陆和岛屿上的火山区和单个火山：1—希韦卢奇(苏)，2—克留切夫火山(苏)，3—托尔巴契克，4—科拉舍宁尼科瓦，5—卡雷姆，6—阿瓦金，7—科苏达奇，8—门捷列耶夫，9—班达，10—富士山，11—埃里伯斯(南极洲)，12—桑盖，13—钦博拉索，14—科托帕希，15—伊察列科，16—波波卡特佩特(墨)，17—帕里库廷(墨)，18—拉斯森，19—卡特迈(美)，20—武尔卡诺，21—维苏威，22—斯特朗博利(尼)，23—艾特纳，24—桑托林(希)，25—克拉卡它乌，26—梅拉毕，27—克卢特，28—塞梅鲁(印尼)，29—阿贡格，30—巴都尔，31—坦博拉，32—杨马延，33—海克拉，34—拉基，35—尼拉贡戈，36—乞力马扎罗，37—其拉乌艾阿，38—冒纳罗亚，39—法尔孔，40—培雷，41—苏夫利耶尔

度尼西亚群岛和地中海地区。

广阔的地中海-印度尼西亚火山带是地球上新生代最活动的，现在基本上处于结束阶段、形成高大的山脊。但在西、东地中海，在马来群岛(印度尼西亚)和一些其他地区保留着地震震源带及与之伴生的火山。在西部(维苏威、埃特纳等)，主要为火山碎屑类火山；而在东部(喀拉喀托、坦博拉等等)，为爆炸类火山；中部的火山处于休眠期，这里分布着新第三纪和第四纪初期活动过的火山。大量的火山分布在喀尔巴阡、高加索(厄尔布尔士、卡兹别克、阿拉加兹)、伊朗(阿拉拉特、杰玛文特)、阿富汗(洪拿申是地中海带内唯一一个喷发碳酸盐岩并富钙的熔岩的火山)和西藏(这里有一座活火山)。

3. 大西洋带

大西洋带沿经线方向分布在大西洋。在大洋中脊区有许多陆上的火山，更多的是水下的火山。与环太平洋带的区别是，在大陆近岸区几乎没有火山。

在这三个带中集中了所有活火山的 90%，其余 10%的火山分布于非洲大陆，主要在东非裂谷沿线的局部地带，还有印度洋的岛屿。还有一些死火山位于西伯利亚、外贝加尔和近贝加尔地区。太平洋中的许多火山也属前述三个带以外，大多数为水下火山，但夏维夷群岛火山属于水上火山；水上与水下火山都是溢流玄武岩浆型。水下火山的准确数目不可能确定，但至少达到数千座。

分析火山带的空间分布可以确定火山过程的规律性。环太平洋火山带分布于大洋型薄地壳和大陆型地壳的接合带。这里存在着最不均衡的地形，靠近洋一侧延伸着窄长的深海沟，深达到 7—11 km，而大陆一侧为高起的岛链(太平洋西岸的岛弧)，在东岸为科迪勒拉和安第斯山系。这样强烈的地形反差证明了海沟处地壳的强烈沉降和相邻地壳的强烈抬升，在边界处有一个超深的断裂面，从大洋向大陆和岛弧下倾斜，这就是地震集中的毕乌夫带，一直可延伸到地幔(见第 14 章)。洋壳沿着毕乌夫带俯冲到大陆壳下。与这种运动密切相关的洋壳运动导致在深处形成玄武质岩浆或产生促使上层地幔运动的流体，有时形成火山源。火山常分布于地震集中带的上部，深度达 90— 150 km，距离深海沟轴 100—200 km。

大西洋带的火山以及印度洋的一些火山如圣保罗岛和阿姆斯术尔丹岛，都与大洋裂谷系密切相关，所以这里岩浆组成为玄武质的，但碱，特别是 K_2O 含量低，岩浆源位于薄地壳之下不大的深度。在太平洋中脊处活动的火山较少，仅见于加拉帕戈斯群岛，但复活节岛是火山成因的。

与大陆裂谷系密切相关的东非火山带规模有限，火山溢流出的各种熔岩是产于深部的碱性玄武岩浆。

总之，绝大多数火山位于大的岩石圈板块边界部位：在岩石圈板块会聚带有环太平洋带和地中海-印度尼西亚带；在板块离散带、裂谷带也有一些火山带——大西洋带和印度洋、太平洋中的一些火山带；与大陆裂谷系相关的有位于上述各带以外的活火山和不久以前结束活动的死火山，如在东非和西欧分布的。

有少量火山属于板内火山。它们分布在大洋板内，如太平洋内的夏威夷岛、印度洋的留尼汪岛和毛里求斯岛、大西洋的加那利岛和佛德角；在大陆板内，如非洲的喀麦隆和一些其他地方。所有这些火山都位于大的断裂带(在大洋为转换断层)上，并溢流出深源(幔源)的碱性玄武岩浆。

15.4 研究火山的实际意义

火山作用对人类生活的影响可从两方面看：一方面，它是一种灾害；另一方面，它给人类带来矿产、热和其他形式的能量。

爆炸性火山喷发往往造成惨重的灾难和巨大的伤亡。培雷火山的毒气熏死了3万居民，喀拉喀托火山喷发引起了喷发熔岩流、地震、海啸，死亡3.6万多人，印度尼西亚松巴哇岛的坦博拉火山1915年最强一次喷发时死了9万多人。据统计，最近500年内由于火山喷发而丧生的人数约24万。现在为保护人类免遭火山喷发的灾害，采用了如下方法：改变熔岩流方向，在它的流动路径上设置堤坝；用水流来冷却熔岩流的前缘(像在冰岛所采取的措施)，让熔岩流自己停止前进。人们还设法在火山通道深2—3 km处钻孔，人工释放部分火山气体以减弱火山喷发的强度。

火山的益处是多种多样的：火山灰是一种高产的肥沃土壤，因为它富含矿物质和元素(钾、磷)等等。

火山区拥有大量的热能储备，火山地区的地温梯度为10℃左右，所以这里在不很深的地方就积聚了大量可供利用的热能。在火山期后过程中(火山喷气孔、间歇喷泉)，水蒸气和热水在很大压力下喷出地表。在意大利、墨西哥、新西兰、美国和日本，现在都正在运行着地热电站；美国地热电站的发电量大于1000 MW的电，堪察加的巴乌热兹地热电站年发电量超过10 MW。

更宏伟的蓝图是利用火山通道、火山源地的热能，在不远的将来还可利用火山喷发本身的能量。在阿瓦恰火山斜坡上打算布置几个3—4 km的深入火山源地的钻孔，向钻孔内注水，使之在深处变为过热的蒸气，通过另外的钻孔引出来。这样，10%的火山源地的热能就足够使能量为100 MW的地热电站持续运转200年。

除火山气、挥发分气流和热液外，火山还带出大量矿产。已经估计过，埃特纳火山一次喷发时，每天随火山气和水蒸气喷发到大气中的有9 kg白金、240 kg黄金和420 kt硫。确实，这些财富是那样分散，以致于没有多大实际意义，但沉降到水里可以使水和沉积岩石中富含这些矿物。比较有意义的是火山挥发分气流中有用矿物在火山喷气孔的出口附近，特别是在附近的水体内的聚集。这样，在新赫布里底水下火山喷气孔带出的铜在沉积岩中能达到12%。在火山喷气孔周围和通道内的沉积中，最有意义的是硫、硼、汞等。但对提供有用矿物最有意义的为火山热水-热液。在这里可以找到大量富集的铜、锌、铅、镍、钴、砷、锰、铁、金、钼、锶和一些稀有和放射性元素。温泉水常常是有益健康的，以温泉为基础修建了疗养院和水疗医院。

熔岩常缺少矿石矿物，但同它们一起有时溢流出完全是有用矿物(产)的熔流。如在日本北海道岛上，硫磺山火山溢流出2000 t硫；在智利，拉科火山喷出了70 kt由磁铁矿、赤铁矿和磷灰石组成的熔体。在意大利，与蒙特阿米塔火山活动相关形成了世界最大的水银矿。

最近一些年研究海底和洋底的火山活动性，令人信服地说明了水下火山热液在积聚矿产方面具有特别重要的意义，含量丰富的工业矿产有：铜、铅、锌、银、金，还有硫、钴、镍、锰和铁。

火山岩常用于建筑材料。玄武岩、安山岩和其他岩石用于饰面材料，还可用于道路建设；火山岩渣(浮岩)广泛用于制作混凝土、在造纸工业中作为填料；珍珠岩是可贵的建筑材料，这种岩石由球状火山玻璃组成，具有膨松、隔音的性能。

总的来说，火山过程也是太阳系其他行星—— 火星、金星、月亮所具有的特征。这些行星上的火山也是锥状或盾状，且顶上有火山口及火山口型盆地。火星上的火山规模大于地球上的，奥林普盾形火山高 27 km，直径(火山口)60 km，而底盘的直径为 600 km；金星上的杰伊火山高 4.5 km，直径 700 km。

月球及其他行星上所有的火山似乎很早就已成为死火山了，例外是在木星的一个卫星上(伊欧)有活动的火山。

15.5 侵入体的形态和组成

在许多情况下岩浆未达到地表，停留并在地壳各个圈层内冷却，形成由侵入岩组成的岩体。

深处的岩体体积和面积可达到相当大的规模。如在阿拉斯加，花岗岩侵入体占有 4×10^5 km^2 的面积(2000 km×200 km)，分布在有不同程度变质的沉积来源和火山来源的岩石之间，本身具有各种样式和几何上不规则的形态。岩浆在深处侵入时利用围岩的所有软弱带(裂隙、层间分界)并扩展裂隙，拱起地层，占据所形成的空间。

侵入体顺层侵入沉积岩层并与岩层产状相一致称为“协调”即“一致”的岩体。但在大多数情况下，岩浆侵入时，并不与围岩产状相一致，而是破坏、吞没这些岩石，所形成的岩体切过围岩的层理或劈理，这称为“非协调”即“不一致”岩体。许多侵入体的下部是不协调的，而在上部，侵入的力量已减弱，趋向形成协调的岩体。

依据地球内部侵入体的深度，可分为深成和中成的侵入体。

1. 深成侵入岩

形成在距地表几十公里的深度，后来由于上面沉积层的破坏，有时可在地表见到它们。深成侵入体具有大的体积，它们与岩浆源地关系密切或本身即为冷却的壳内源地；深成侵入体的形态各异，较特征的是岩基、岩栓、岩株、岩漏斗(图 15.8)。

(1) 岩基　面积超过 100 km^2 的大侵入体，有时长度可达几百至上千公里。安第斯山的智利岩基长超过 1300 km，北美科迪勒拉海岸岩基长度超过 2000 km。岩基宽度达 60—100 km。岩基常常沿褶皱构造延伸，有时平面上具有等轴的形态(图 15.8 之 1)。岩基壁一般较陡，向围岩倾斜，因而岩体越向下越宽。但是，近来的地球物理方法却证明岩基向下变小。岩基的上表面为穹隆形，但凹凸不平，上表面埋深为 4—5 km。岩基常常由酸性岩浆形成，由富 SiO_2 的花岗岩组成。

(2) 岩栓(图 15.8 之 2)　是一种外形像软木塞的侵入体。

(3) 岩株(图 15.8 之 3)　面积小于 100 km^2，平面上为等轴状，沿铅直方向有一定延伸，由多种岩浆岩组成。

(4) 岩漏斗(图 15.8 之 4)　不规则的形态，向上加大，很像漏斗，常由碱性岩石组成。

所有上述的侵入体都是不协调的。它们的形状完全取决于岩浆的物理条件和化学组成，其中包括流体含量。

深部岩浆的冷却是缓慢的，流体或气体在很大程度上保留在其中。因此，物质的结晶比较充分，形成完全的、粗或中粒结晶结构的岩石。深成岩的构造常常是块状的或斑杂状的，有不均质的、斑状的、条带的和其他的物质组成分布形式。岩浆岩按其化学和矿物组成分类。据此分

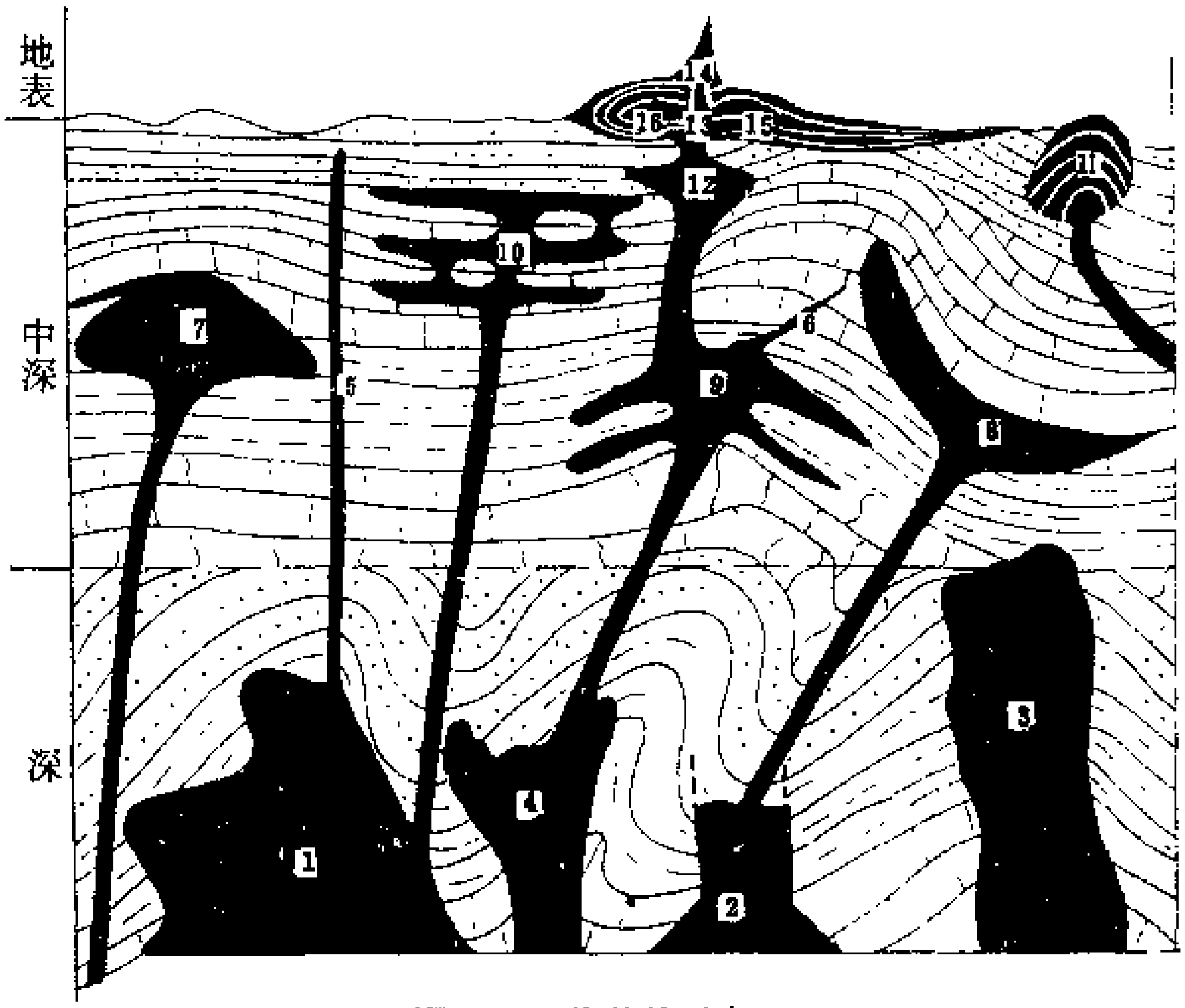


图 15.8 岩体的形态

1—岩基；2—岩栓；3—岩株；4—岩漏斗；5—岩脉(墙)；6—岩层(枝)；7—岩盖(岩盘)；
8—岩盆；9—岩鞍；10—层状体,岩床；11—岩钟；12—岩浆源地；13—岩颈；
14—熔岩火山柱；15,16—熔岩流

成岩石大类,使用占优势、存在或缺失一种或另一种的矿物及根据从化学分析得出的 SiO_2 百分含量来进一步分类(表 15.2)。侵入岩与喷出岩一样,都分为四大类:酸性的(SiO_2>65%),中性的(SiO_2=65—52%),基性的(SiO_2=52—45%),超基性的(SiO_2<45%)。在表 8 中给出了分布最广的各种侵入岩。在酸性岩系列中分为:

● 花岗岩。由石英(25—35%),钾长石(正长石)(20—25%),酸性斜长石,黑云母(5—10%),有时有角闪石和辉石组成;岩石浅色调,灰色、粉红色、红色。

● 花岗闪长岩。同花岗岩一样的组成,只是正长石可以从 0—20%,常有酸性斜长石(钠长石、奥长石)。

中性系列岩石中最特征的是:

● 闪长岩。岩石为亮灰色,由斜长石(中长石),暗色矿物角闪石、黑云母和辉石等组成,暗色矿总量达 25—35%。

● 正长岩。组成为正长石、中性斜长石,暗色矿物含量达 15—25%。

基性岩系列侵入岩分布最为广泛的是完全结晶、灰色到黑色的辉长岩,组成为基性斜长石、辉石或角闪石,在一些岩石中存在橄榄石。辉长岩有时占据广大的空间,如在乌拉尔,这种岩石块体延伸达 1000 km。一些基性岩石几乎全由辉石(辉石岩)或斜长石(如漂亮的、带蓝色的拉长石)组成。

超基性的侵入岩在地壳中分布不多,但在上地幔构成中起重要作用。属于这种岩石的有含长石的岩石(超基性岩),主要的造岩矿物为橄榄石和辉石,富镁和铁。分出下列侵入超基性岩:纯橄岩,几乎全由橄榄石组成(90—100%);橄榄岩,由橄榄石(30—70%)和辉石组成。

2. 中成(半深成)侵入岩

中成侵入岩形成在相对不深的深度上,并常常顺着围岩产状发育,在侵入过程中利用了各种空间方位的所有的软弱带。

岩浆起初沿裂隙通过并充填它们形成岩脉——垂直或倾斜分布的板状体(图 15.8 之 5),其组成可以是从超基性岩到酸性岩的各种组分岩石。岩脉(裂隙)宽度小,但具有很长的长度,岩脉的长度常延伸几百米到几公里,而宽度仅几米到几十米,经常成为走向一致的一个体系或从大侵入体向外发散;还有时可见到环形的岩脉。

表 15.2 岩浆岩分类

<table>
<tr><td rowspan="2" colspan="2">形成条件</td><td rowspan="2">产状</td><td rowspan="2">结构</td><td rowspan="2">构造</td><td colspan="6">正常和碱性系列岩石</td></tr>
<tr><td colspan="2">酸性
SiO_2>65%</td><td colspan="2">中性
SiO_2=65—52%</td><td>基性
SiO_2=52%—45%</td><td>超基性
SiO_2<45%</td></tr>
<tr><td colspan="2">火山和
次火山</td><td>岩被
岩流
穹隆</td><td>块状
枕状
气孔状
流纹状
杏仁状</td><td>玻璃
隐晶
斑状</td><td>流纹岩</td><td>英安岩</td><td>粗面岩</td><td>安山岩</td><td>玄武岩</td><td>苦橄岩
科马提岩</td></tr>
<tr><td rowspan="2">侵
入</td><td>中
成</td><td>岩枝
岩脉
岩床
岩盖</td><td>条带状
块状</td><td>斑状
细晶</td><td>花岗斑岩
伟晶岩
细晶岩</td><td>花岗闪
长斑岩</td><td>正长
斑岩</td><td>闪长-
斑岩</td><td>辉长-辉绿岩</td><td></td></tr>
<tr><td>深
成</td><td>岩基
岩珠
岩鞍
岩盆</td><td>块　状
斑杂状</td><td>中-粗
晶斑状</td><td>花岗岩</td><td>花岗闪
长岩</td><td>正长岩</td><td>闪长岩</td><td>辉长岩</td><td>纯橄岩
橄榄岩</td></tr>
<tr><td colspan="4"></td><td>矿物组成</td><td>石英
钾长石
斜长岩
(酸性)
黑云母</td><td>斜长石
(钠长石)
石英
钾长石
角闪石</td><td>钾长石
斜长石
(中性)
角闪石
黑云母
辉石</td><td>斜长石
(中性)
角闪石
黑云母
辉石</td><td>斜长石
(基性)
辉石</td><td>橄榄石,辉石</td></tr>
</table>

在火山区可见到筒状形态的侵入体,称之为岩颈,它们即为通向火山的通道。岩颈既然与火山岩密切相连,因而归属于次火山岩。形态上类似于岩脉的岩体称为岩支(图 15.8 之 6),常具波状起伏的壁,常分支或分支再合,其间为透镜状。岩脉和岩支常远离位于深处的大侵入体。

岩脉常是岩浆源与中成同源侵入体之间通道。此岩体的一种类型是岩盖——蘑菇或圆面包形态(图 15.8 之 7)。在形成岩盖时,岩浆上升并拱起上层沉积岩层,充填其空间,于是岩盖的上表面为圆顶状,而下层是平的,且平行于沉积岩层。一些岩盖底面向着通道倾斜,岩体像梨形,称为岩浆底辟。岩盖的直径可从几百米到几公里。

当岩浆侵入到大型向斜褶皱的核部时,常常形成碗形侵入体,其上表面向中心倾斜,下部比上部窄。这样的盆形侵入体取名为岩盆(图 15.8 之 8)。岩盆有时达到相当大的规模,如南非

的布什维尔德岩盆占地面积 14.4×10^4 km^2。

当岩浆侵入到薄弱的褶曲核部时，形成的岩体类似于凸起的或凹陷的透镜体，命名为岩鞍（图 15.8 之 9）。当岩浆侵入到水平的或倾斜的层间空隙时形成岩床（图 15.8 之 10）。岩床常具有大的空间延伸，厚度可达数百米，可分布在不同的层位，有时通过岩脉互通。岩床主要由基性岩，很少由中性岩石构成。

浓密的酸性岩浆在接近地表处，形成结构介于侵入岩和喷出岩之间的穹状侵入体。这些岩石中有时保存挤入时形成的蒜头状构造，称为岩钟（图 15.8 之 11）。

上述在地壳上层形成的侵入体——岩盖、岩盆、岩鞍和岩床为协调的岩体，而岩脉、岩枝和岩钟为不协调的岩体。侵入体的内部构造往往是复杂的。

侵入体的成分不均一，在岩体的中心可能为一种成分，而边部可能是其他成分，这种成分变化与岩浆在冷却中的分异有关。侵入体中靠近与围岩接触带的岩石常常更基性和结晶粒度细小（细晶岩）。侵入体形成可以分为几期，这也导致组成的不均一性。最能表现出上述关系的是环形的次火山侵入体，它具有倒置的圆锥形态，好像是不同成分的岩浆一次又一次注入漏斗形的岩体内。

在侵入体内常可发现围岩的残片，称为捕虏体。

在侵入体固结过程中，因冷却而形成向几个方向延伸的裂隙，将岩浆岩分离成柱状、平行六面体状和其他形状。这样的裂隙称为岩体的节理。

中成侵入岩与喷出岩和深成岩都可分成酸性、中性、基性和超基性四种。脉岩的构造为细晶状或斑状，斑状的特点是微晶或玻璃为主体而其间有大的浸染状单个矿物。具有这种构造的岩石为斑岩或玢岩。酸性脉岩有花岗斑岩和花岗闪长斑岩，化学成分和矿物组成与花岗岩和花岗闪长岩一致，但具有斑状结构。属于这类岩石的还有伟晶岩，是具有巨大结晶体的正长石、石英、云母和少量其他矿物的岩石。伟晶岩形成条件是岩浆中有大量的流体和气体析出。典型的中性脉岩为正长斑岩和闪长斑岩，基性脉岩为辉绿岩，是灰色、绿灰色结晶岩石，斜长石和暗色矿物含量变化很大。

15.6 岩浆的产生和岩浆岩成因的多样性

1. 岩浆的产生和各类岩浆对应的岩浆岩

形成岩浆岩的原始物质称为岩浆。岩浆起源于地幔或地壳物质周期性部分熔融，最可能发生熔融的区域是软流圈，软流圈物质的熔融以包裹幔源岩石固体颗粒表面的薄膜形式存在，但这对于岩浆的形成来说还是不够的。活动的岩浆必须有大量的岩浆源，形成岩浆源可能有两种途径：依靠在热对流过程中从更深的地幔带来的热而提高温度，或降低压力，使熔融温度降低。压力降低与到达软流圈的深断裂有关，温度提高与流体的上升和地幔被加热有关。

（1）幔源物质部分熔融产生的岩浆是玄武质的，很少是更基性的　现在构成岩石圈地幔的岩石被认为是熔融形成岩浆后的残留物。假设的原始岩石由 3 份的橄榄岩和 1 份的玄武岩组成，称为地幔岩，其成分最接近于尖晶石二辉橄榄岩，它由橄榄石和两种辉石及很少尖晶石组成。

玄武岩是在地球上最广泛分布的岩石，在类似地球的其他星球上，如月球上也很发育。它们分布在大洋中脊裂谷带内，或沿板内断裂溢流出来，并在现代大洋底形成盖层（在深海沉积

盖层之下)，也在边缘海底产出；大陆的一些高原也覆盖着玄武岩。在玄武岩浆的分异过程中可形成一系列中性甚至酸性岩石，包括安山岩、英安岩、流纹岩和斜长花岗岩，但这些岩石的量(体积)相对于玄武岩来说只是微不足道的一部分。

在地球发展的前地质时期(4600—3800 Ma)，热流可能为现在的3—4或5—6倍，软流圈的位置很高，熔融也比现在强烈，玄武质岩浆是大量的，特别是大的陨石降落时，毁坏了岩石圈并附带地加热了软流圈。这些最初的玄武岩可能构成了早期地壳。现存在着一种假设，认为曾存在过覆盖整个地球的初始"岩浆海"。在太古代(3800—2600 Ma)，除了玄武岩外，在地球上还溢流了**科马提岩**(取名于南非的科马提山)，其组成为较少的二氧化硅和很高(达23%)的氧化镁。

玄武岩浆在深处固结，形成辉长岩和几乎全由基性斜长石组成的斜长岩侵入体。特别有兴趣和在实际中很重要的为层状基性和超基性岩石交替出现的近水平的侵入体。

(2) 除了特别广泛分布的正常或低碱的拉斑玄武岩外，还存在相对富碱的碱性玄武岩系列　碱性玄武岩实际上主要位于所有的洋岛和水下火山，并常见于大陆刚性板块内的裂谷带中；它们也出现在金星表面的高处。

据实验的结果推测，碱性玄武岩浆的熔融发生在地幔很深的部分(60 km以下)，相对于拉斑玄武岩浆，其熔融温度更高，压力也更大。碱性玄武岩浆源与拉斑玄武浆源相比的特征是亏损较少，富含碱质。除此之外，还有理由设想，这种岩浆还受到从更深处来的流体的补给。

碱性玄武岩浆在自己的岩浆源分异出一整套基性、中性和酸性岩石，除了正长岩、霞石正长岩——磷灰石的来源(磷矿物肥料)外，还有碱性花岗岩等等。碱性玄武岩浆生成的环状侵入体非常特征，其成分是变化的，常常在一个侵入体范围内从碱质超基性成分到超碱质的中性、酸性成分均有。属于这个系列的还有金伯利岩，它是产出金刚石的主要岩石。

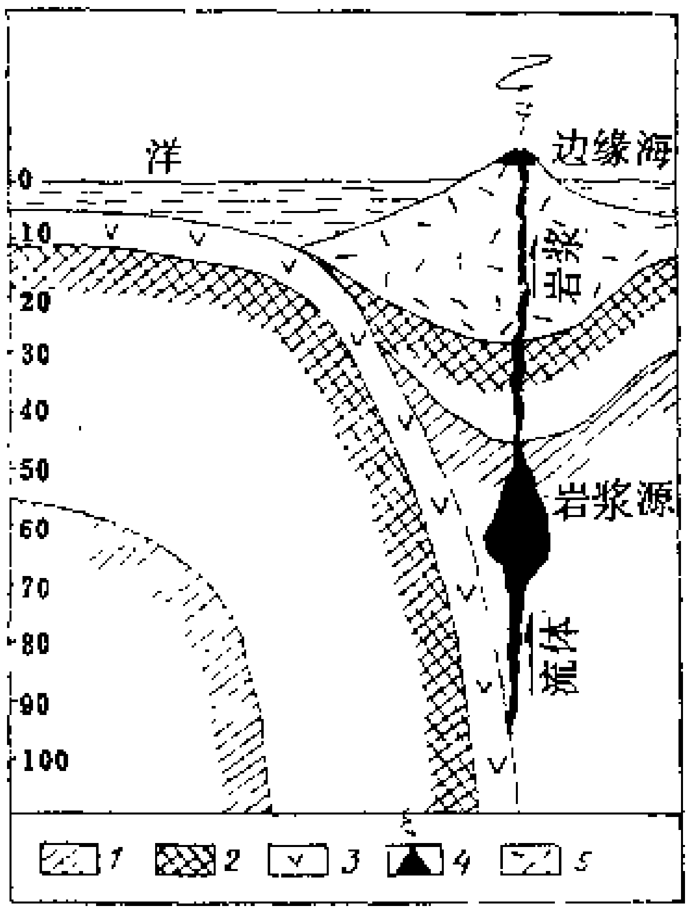


图 15.9　与震源带相关的岛弧火山

1—软流圈，2—岩石圈地幔，3—洋壳，4—火山，5—岛弧壳(次大陆的)

(3) 钙碱性岩构成另一大类的岩浆岩　其中包括一部分玄武岩、安山玄武岩、安山岩(本类中最典型的岩类)、英安岩、流纹岩；属于侵入岩的有大部分的花岗岩，包括"正常"的钾钠型花岗岩，还有闪长岩和正长岩。这些岩石的空间位置和构造位置是很清楚的：它们位于大洋周边的火山岛弧和边缘火山-深成岩带，在该带的深部有深源地震带(见第14章)，也出现在大陆板块碰撞而形成的褶皱带中。显然，钙碱性岩浆的产生与发生在震源带内过程有关，同时，火山也位于深度为80—150 km的震源带之上。按现在的观点(图15.9)，俯冲于震源带中的洋壳为流体和水的来源，流体和水的上升引起幔源物质熔融；没有流体的参与，"干燥"地幔熔融不能产生安山质岩浆。比安山岩更酸性的岩石，一直到流纹岩的大量产生只有在除幔源以外还有陆壳底部岩石的重熔时才有可能。但大陆壳只在边缘火山-深成岩带和成熟的岛弧处存在(第14章)。在直接产生于洋壳的年轻岛弧中，不能

形成酸性火山岩和"正常"的钾钠质花岗岩，而是出现英安岩和与其同成分的侵入岩——石英闪长岩和花岗闪长岩。

花岗岩，准确地说是花岗质岩石的成因引起很大的争论。花岗质岩石可能有多种不同的成因：钙碱性岩浆或拉斑玄武岩浆分异的最后产物形成幔源的花岗岩质岩石，这些花岗岩中斜长石比碱性长石占优势，因而的称为斜长花岗岩；幔源产生的花岗岩具有较低的$^{87}Sr/^{86}Sr$初始比值。

壳源花岗岩数量更大得多，它们是壳源物质在高热流和流体的参与下形成的。这类花岗岩是更古老的花岗岩类岩石、片麻岩、沉积岩、沉积火山岩经超变质（见第16章）过程重熔形成的，实验表明砂-泥沉积岩在水的参与下，在700℃左右即已开始部分熔融。壳源花岗岩常含包体——沉积岩和变质岩的捕虏体和变质岩特征矿物——石榴石、红柱石、堇青石。这类花岗岩的化学和矿物组成与幔源的很相似，区别为壳源花岗岩具有比较高的$^{87}Sr/^{86}Sr$初始比值。

上述的不同岩浆源对应属性不同的花岗岩（花岗岩类等），在一定程度上也适应其他类型岩浆岩。如按SiO_2含量属于英安岩或流纹岩的岩石，也可少量从拉斑玄武岩浆和碱性玄武岩浆演化而来；超基性岩可能与拉斑玄武岩浆或碱性玄武岩浆有成因关系，也可能是熔出玄武岩浆后的残余地幔。后一类岩石组成大洋岩石圈，并可能在冷的、固态情况下被带到地表，成为蛇绿岩的组成部分。岩石的蛇纹石化作用可促进这些岩石部分或完全转变为高塑性、低比重的蛇纹岩，为岩石沿裂隙向上侵位提供条件。在大洋中沿转换断层带充填了冷侵位的蛇纹岩。

这样，各种主要深成岩的产生取决于岩浆源位于地幔还是位于地壳，它们的深度还取决于熔融组成及熔融程度和外来流体的参与。熔融首先取决于熔融区的热力学条件，次要的组分变化则由地幔和（或）地壳成分不均一及分异和同化过程造成。

2. 岩浆的分异

不同成分的熔岩从同一个火山喷发出来，证明了存在分异作用，即同一岩浆源分异成各种不同组分的熔体。

（1）一个分异的过程称为分熔作用　即一种母岩浆在一定的物理化学条件下分熔成两种不混溶的熔体（液体），一种熔体（熔体-溶液）富硅、碱、挥发分，一般较轻，位于火山口下岩浆房的顶部；另一种熔体缺少这些组分，聚集在岩浆房的下部。许多研究者用分熔作用来解释侵入体中基性岩和超基性岩交替层状出现的现象。

分熔作用可形成非常漂亮的、有经济意义的岩石，如伟晶岩。伟晶岩常与花岗岩关系密切，并以与母岩分离（异离体）的形式出现，或以花岗岩侵入体的岩脉形式出现。花岗伟晶岩表现为粗晶颗粒的长石、石英（有时互相连生）、云母，一般还有其他矿物参与，如绿柱石、黄玉、电气石等。另一种观点认为，伟晶岩的水-盐-硅酸盐熔体是在结晶-重力分异过程中形成的。

（2）结晶-重力分异作用　形成岩石的矿物不是同时从岩浆中结晶的，而是有一定的顺序，最先从熔点高的矿物开始结晶。加拿大的岩石学者鲍温（N. L. Bowen）得出了矿物从岩浆中分异出的先后顺序（图15.10），这个顺序称鲍温反应系列。这样，从岩浆中沉淀的矿物可以参与与剩余岩浆的反应并按以下顺序进行，如橄榄石反应成辉石、辉石反应成角闪石等等。如果矿物很快沉降到岩浆房底部保存下来，集合成比源岩浆更基性的岩石（如橄榄石和钙长石组成橄榄辉长岩），而剩余的熔岩浆则表现为富硅（或碱）和挥发分。源岩浆按比重分异的重力沉淀并非其唯一机制，另一机制是在围压和定向压力作用下剩余熔液的渗透或挤出。

岩浆是溢出到地表还是在深处固结，取决于上升熔岩柱的密度与它们穿过的岩石密度之

间关系。熔岩柱所穿过岩石的密度越靠上面越小，熔岩向上运动时随着冷却并放出挥发分，变得密度越来越大。如果岩浆在尚未达到地表时，其密度已与围岩密度达到平衡了，就会以侵入体的形式固结和结晶。按现代放射性地质年代学资料，大的侵入体最后的固结与完全结晶要经历几百万至几千万年。这个过程中过热的水蒸气和挥发分通过裂隙进入到围岩之中，可形成热液矿床，如许多钨矿、锡矿、铍矿、钼矿、钽矿等。侵入体在更大的压力下进一步冷却，挥发分从侵入体中消失，岩浆温度降低，但岩浆仍为热的并从中沉淀热液矿石，主要有铜、铅、锌的硫化物和伴生的非金属矿石（石英、重晶石、方解石）。

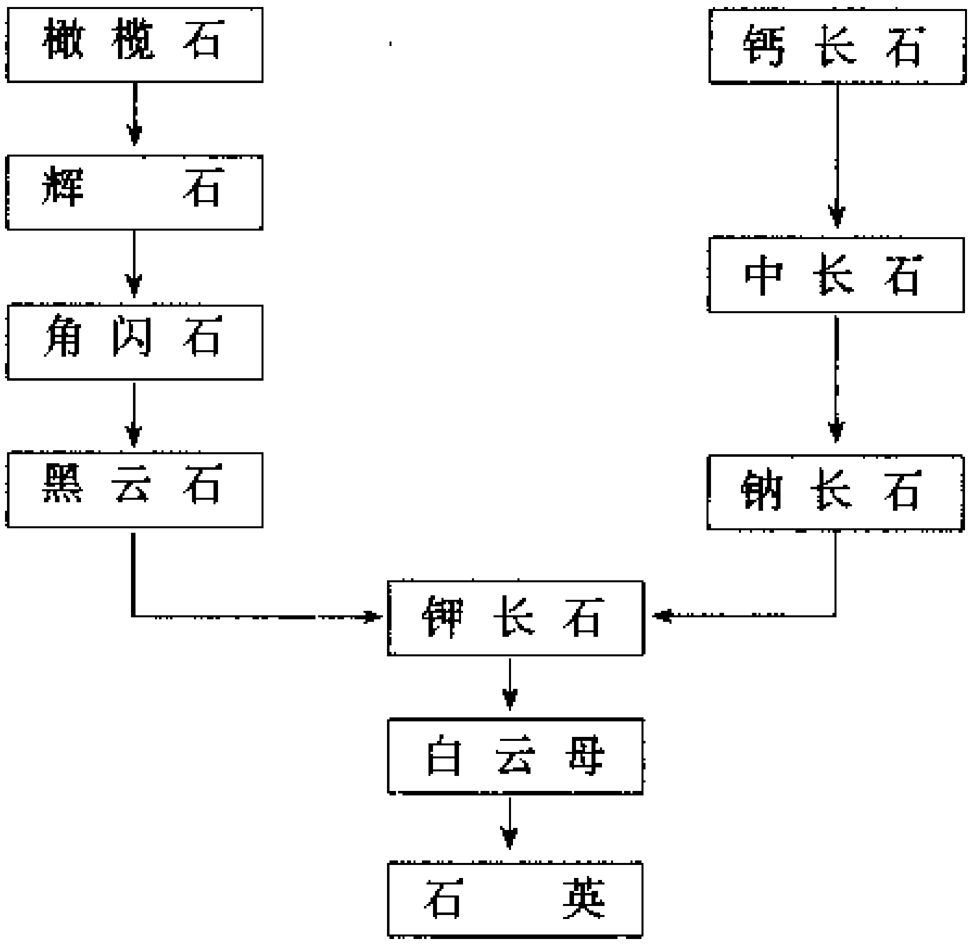


图 15-10　二元反应系列

（3）同化作用和混染作用　岩浆向上运动过程中与围岩相互作用，常吸收并重熔围岩使之变成自己的组分，这种现象叫同化作用。在花岗岩基形成中发生大规模的同化作用，其证据是岩体中有大量的围岩的捕虏体。同化作用可在一定程度上解决了岩基所占据的空间是怎么来的问题。由于同化作用影响，在岩体边缘直接与围岩接触的地方，岩石成分变化最大。

大洋拉斑玄武岩和大陆拉斑玄武岩的成分不同，也是同化作用影响岩浆的结果。大洋拉斑玄武岩形成过程中没有其他物质的同化作用，因而贫碱，特别是贫钾；大陆拉斑玄武岩浆上升过程通过很厚的大陆壳并吸收了陆壳的物质，包括局部高的放射性同位素锶。确实，这些成分的差别也不一定全由同化作用造成，也可能是由于熔融出玄武岩的幔源物质组成的不同所引起的。

此外，有时可能发生两种不同组分岩浆的混合，所形成的岩石是有混杂的特征，可以区分出未“熔合”好的矿物组成，反映了源岩浆的不均一。

15.7　研究侵入岩浆作用的实际意义

侵入岩广泛用作建筑材料，尤其是构造和颜色多种多样的花岗岩，列宁墓的装饰材料用的就是花岗岩，许多纪念碑的碑座也是用花岗岩做成的。在莫斯科和许多城市地铁站台装饰材料

主要用大理石和花岗岩;主要由单一矿物斜长石(拉长石)组成的拉长岩,也被用于纪念碑的装饰材料。其他的侵入岩——闪长岩、辉绿岩可用于铺设街道和广场。

侵入岩浆作用是许多金属矿的主要来源,因而具有更重要的意义(图 15.11)。一些矿床产生于主要是超基性岩和基性岩分异(特别是分熔)和岩浆固结过程,如铬铁矿、有色金属(铜、镍、铅、锌)硫化物和钛磁铁矿。

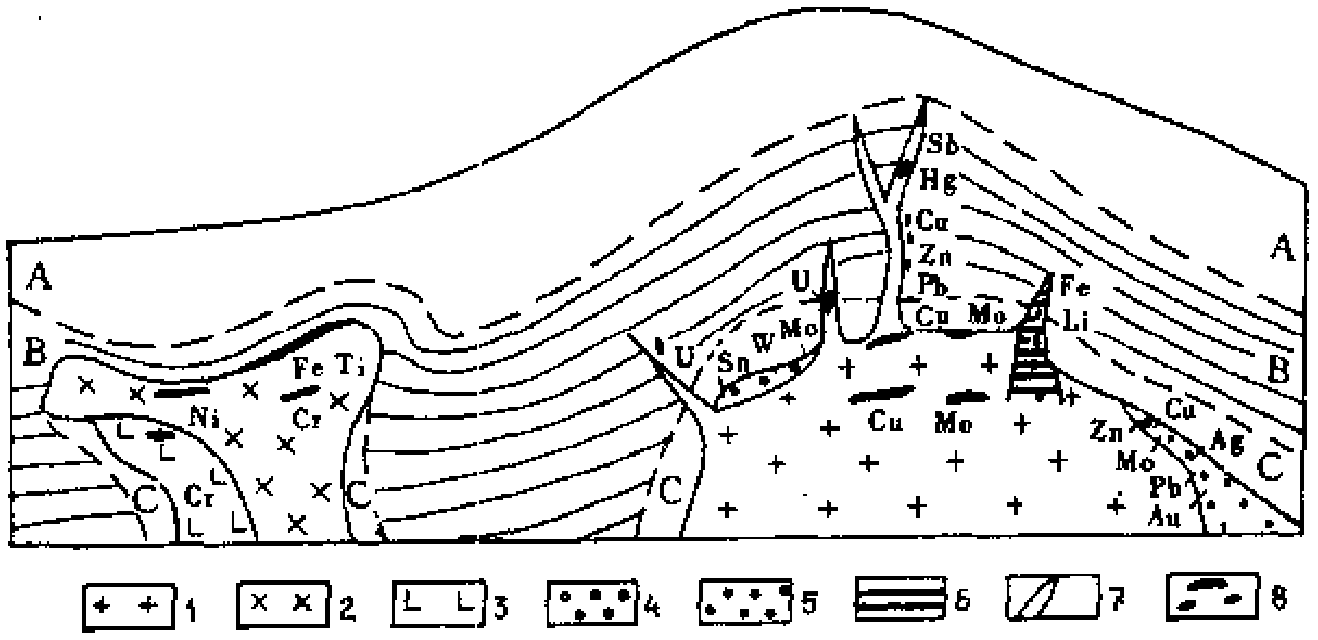


图 15.11 与岩浆体相关的矿产分布图

1—花岗岩,闪长岩;2—辉长岩;3—纯橄榄岩;4—云英岩;5—矽卡岩;6—伟晶岩;
7—岩脉和岩枝;8—矿体;A—矿源带;B—热液作用带;C—接触变质作用带

一些特殊类型的矿体是碱质超基性岩组成的碱性侵入体特有产物,这样特征矿有:锆矿、铌矿、钽矿、锡矿和磷灰石——一种主要的农业用磷矿。

不少重要的矿体与中性、特别是岩浆中富含挥发分(蒸汽、各种气体)的酸性岩(花岗岩)关系密切。一些矿化发生在侵入岩本身,主要在侵入体周围,如铜-钼的浸染矿化(铜的斑点状矿);另一些矿体在侵入体外面呈环状分布,如磁铁矿、锡矿、钨矿、钼矿、砷矿等等;脉状热液(气-热液)矿床的矿产很丰富,主要为有色金属(Cu,Pb,Zn)和稀有金属元素(Au,Ag),铀、氟化物晶体(氟化钙,CaF_2)等等,这些矿产是在侵入体冷却时含矿气体或熔体渗透到围岩的裂隙中形成的。在气体或熔体冷却固结时也形成非金属矿物——石英、方解石、重晶石(重晶石在足够富集时自己形成矿产)。带有浸染矿石矿物主要为硫化物。侵入体外围矿化是有一定的分带性:离侵入体最近的为从比较热的熔体中沉淀的矿物(Au,As,Cu),离侵入体较远的是从比较冷的熔体中沉淀出的矿物(Pb,Zn)。另一种矿床似乎与侵入体没有直接的表面关系,如硫化汞(HgS)矿床,不产于侵入体表面,常被认为形成于深处。

一些特殊的矿床与伟晶岩脉有关。伟晶岩富含白云母,局部富锂(锂云母),次级宝石(黄玉、电气石、绿柱石等等),含铁矿物独居石和一些其他矿物。

第 16 章　岩石的变质作用

岩石在深部高温、高压和流体（水、二氧化碳，含钠、钾、钙阳离子以及氟、硼、硫的热液）内动力因素影响下发生的变化和改造过程，是最重要的地质过程之一，这种过程叫**变质作用**，由变质作用形成的岩石叫**变质岩**，它们由已经存在的岩浆岩、沉积岩和变质岩而形成。变质岩与沉积岩、岩浆岩一起构成三种主要的岩石类型。

许多情况下，变质的改变是沉积岩在被较年轻的沉积物覆盖和埋藏过程中所经受的改变的直接继续，后者即初始的变质作用（变生作用）是**后成作用**，或者更广义地说是**表生作用**（＝成岩作用＋后成作用，见第 10 章）。后成作用与变质作用之间的界线是推测的，温克勒（H. G. F. Winkler）认为向变质作用的过渡发生在 150—200℃的温度下，瓦索耶维奇（H. B. Вассоевич）认为发生在 300—350℃。变质作用的开始以某些特征矿物的出现为标志：代替高岭石出现了粘土矿物族的其他矿物——迪开石；代替无烟煤出现了石墨；在典型变质矿物中出现最早的认为是浊沸石（沸石族矿物中钙的水铝硅酸盐）。

变质作用的主要因素是决定于地热梯度的温度的升高。地热梯度（热流和岩石导热率的函数）的变化很大（从 6℃/km 变化到 150℃/km 或更高）。从后成作用向变质作用的过渡可能发生在不同的深度，从几公里到 15 km，甚至更深的地方，其中最小深度在大洋中脊轴部带，这里除了热流值高以外，强烈加热的海水（达 300—350℃）沿岩石裂隙的循环也促进了变质作用。在冰岛的钻孔中变质作用开始的深度只有 0.5 km，在太平洋西部 504B 深海钻探的钻孔中，相应的深度约为 0.6 km。另一方面，根据地震波波速判断，未遭受变质作用的沉积岩层在滨里海和南里海盆地中埋藏深度达 20 km；在石油钻孔中直接观测到未变质的沉积岩深达 7—9 km。

与以前的推测相反，地质时间本身并不是变质作用的重要因素。列宁格勒的寒武系蓝色粘土不比巴库附近上新统的粘土变化大，太古代绿岩带的火山岩（见第 17 章）也不比小高加索老第三系的火山岩变化更大。

如果随着温度的升高，后成作用转变为变质作用[①]，那么随着温度的进一步增高，变质作用也逐渐地，但不均匀地转变为岩石的熔融作用。开始是部分地熔融（最易熔组分的熔融），以后是完全地熔融，伴随混合岩的形成（见后）。这种过程叫**深熔作用**，其主要产物是花岗岩。深熔作用标志变质作用的高级相，有时也叫**超变质作用**。在足够高的水压下（2—4 kbar）[②]，该相起始的温度为 680—700℃，这种条件在不小于 6—8 km 的深度上可以出现。较基性、富镁铁质组分的岩石开始熔融的温度较高，约 1000℃，相应地熔融深度也较大。因此，把变质作用的区间确定为：温度从 150—200℃（300—350℃）到 700—1000℃，压力从 2—3 到 10—15 kbar。变质作用温度和压力的上限大体相当于陆壳的底面。然而，从近来发现柯石英（SiO_2 的高压变体）的报道中得知，柯石英形成的压力大于 30 kbar，即形成于 100 km 左右的深处，由构造作用

---

① 根据马拉库舍夫（A. A. Маракушев），变质作用与后成作用决定性的区别在于深部流体（溶液）的作用。

② bar（巴）不是 SI 单位，1 bar＝10^5 Pa。

带到地表。

1. 变质改造的性质

在变质作用中岩石发生了一些什么变化呢？一般来说，这些变化涉及岩石的构造、结构特征、也涉及岩石的矿物组成。这首先反映在岩石的重结晶作用中：细粒结构变为粗粒结构，孔隙消失。对于一些单矿物岩石，如石英砂岩、灰岩和白云岩，重结晶作用的完成使前者转变为石英岩，后两种岩石相应地转变为方解石和白云石大理岩。变质作用时，在粘土岩、沉凝灰岩、杂砂岩、泥灰岩中发育片理——能使岩石分裂成薄板的平行构造。这种构造的形成依赖于鳞片状（云母等）和柱状晶体具有垂直主压应力方向生长的趋势，因而它们近于平行片理面分布。其他的原因是一种矿物成分的微层与另一种矿物成分的微层交替分布，这对片麻岩是非常特征的。片理在变质作用的早期阶段平行于原始层理，但是在大多情况下，当片理沿劈理面发育时，则大大偏离原始层理面（见第13章），在野外对它们的鉴别很重要，但在深变质岩中这种鉴别已经不可能了。在片理面上往往观察到针状、柱状或棒状晶体沿同一方向延伸，这种特点的构造叫线理。

以发育片理为特征的、变质作用相对低级的岩石，叫变质片岩，一般是细粒的。高级变质作用形成的颗粒较粗的片状岩石叫结晶片岩。在结晶片岩中往往形成石榴石和其他矿物的自形大晶体（直径达2--5 cm），叫变斑晶，相应地划分出了斑状变晶结构。如果矿物颗粒大致相等且呈等轴状，这种变成结构叫粒状变晶结构。粒状变晶结构是角岩（见后）、石英岩和大理岩的特征。

多数变质岩的形成伴随着一些矿物的消失和在已经改变了的温度压力条件下更加稳定的另一些矿物的出现。换句话说，发生了原子在新的分子结构中的重新组合，产生了符合一定热力学参数的矿物平衡。从而也可根据其结果解决相反的任务——根据矿物共生组合恢复它们形成时的温度和压力。因此，矿物组合、有时是单矿物，可以起到地质温度计和压力计的作用。例如，在粘土岩变质时形成的成分为Al_2SiO_5的矿物中，红柱石指示相对的低压（<7 kbar）；蓝晶石则指示相对的高压（7—10 kbar）；在温度超过500℃时红柱石转变为矽线石（详见“区域变质作用”一节）。

在变质作用中矿物组合的交替可能在封闭体系中、化学成分不改变的条件下发生，叫等化学变质作用；或者在从外部带入新的化学组分并且全部或部分地排除其他组分的条件下发生，即在开放体系中进行，叫异化学变质作用。如果变质作用进行中伴随有组分的带入带出，但是没有发生体积的改变，叫交代作用。交代作用时发生了与围岩的离子交换。

2. 变质作用的类型

在自然界观察到两种变质作用类型：局部的和区域的。前者又分为接触变质作用和动力变质作用，后者也可分为一些亚类。接触变质作用与以侵入体（岩体）形式固结的热的岩浆侵入到地壳相对冷的上部（基本上是沉积岩圈层）有关。在岩体的周围形成接触变质岩石的晕。

动力变质作用时，在构造断裂带中压力的局部升高起主要作用。因此，它是近断裂的变质作用。

近几十年来的研究阐明了，还存在另一种局部变质作用类型——冲击变质作用，这是由陨石降落造成的冲击波的压力作用于地球表面和地壳上层岩石所引起的。由于压力的增高是引起变质作用的因素，这种变质作用接近动力变质作用；但两者的原则性区别既在于引起压力增高的原因，也在于变质作用产物特征的不同。所以，把冲击变质作用作为局部变质作用的独立

亚类更正确些。考虑到这种类型的变质作用，迫使我们对在本章开始时所下的变质作用定义作一些扩充，将影响变质作用的因素不仅限于地球深部的，也包括宇宙的因素。

然而，最重要的变质作用类型是区域变质作用。与局部变质作用分布于有限的面积上不同，区域变质作用涉及了广阔的面积，几千、几万甚至几十万平方公里。温度和压力升高的共同作用引起区域变质作用，压力是围压性的（岩石静压力），但流体及其成分与分压也起着重要作用，这里主要指的是变质沉积岩中的水和 CO_2，或者是在洋底和海底固结的火山裂隙中渗透的海水。

16.1 接触变质作用

这种类型的变质作用与岩浆岩侵入体有关。按一般规律，岩体越大，接触变质晕也越宽。因此对于脉岩和岩床来说，接触变质晕仅为几米，很少达几十米；而大岩体，特别是岩基周围的接触变质晕可达几公里（达 3—5 km）。变质晕的宽度同样依赖于岩体固结的深度（随深度而增加），也依赖于岩体的成分（由于花岗质岩浆富挥发分，花岗岩岩体接触晕宽，基性和超基性岩体的接触晕窄）。由于基性超基性岩体在高温下结晶，它们的接触变质晕中含有在花岗质岩体的接触晕中看不到的最高温的种属。很明显，随着远离岩体，变质作用的温度就逐渐降低了，相应地发生了矿物组合的替换（图 16.1）。

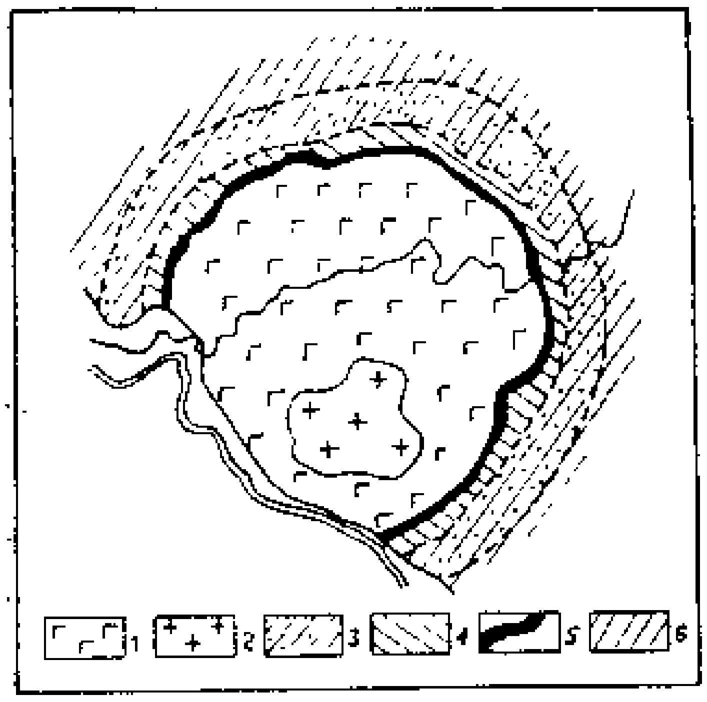


图 16.1 阿尔泰哈尔罗夫斯克岩体示意地质图

1—辉长岩，2—花岗岩，3—斑点角岩，4—接触晕中部的角岩，5—接触晕内部的正长石角岩，6—围岩（页岩）

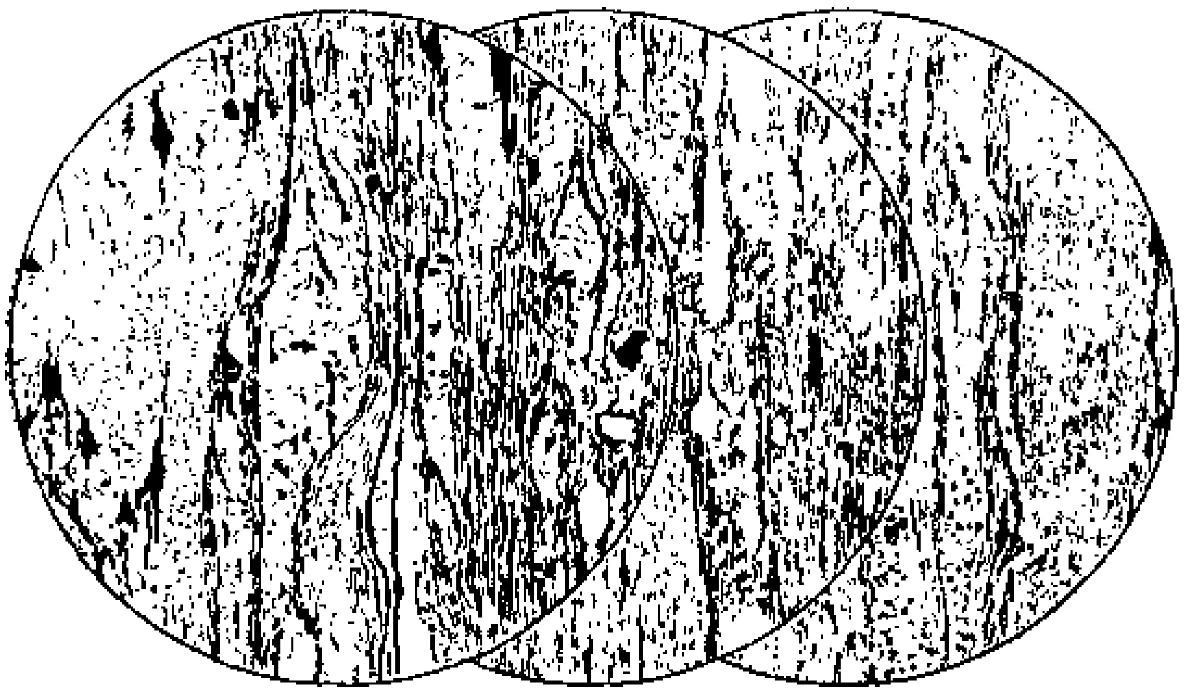
接触变质作用最典型的产物叫角岩。靠近接触带，它们以块状构造和细粒的粒状变晶结构为特征，往往包含相对高温的矿物——堇青石（镁铁的铝硅酸盐）和红柱石（Al_2SiO_5）；离接触带较远，堇青石被黑云母代替，黑云母被绿泥石代替，最后是白云母。同时，堇青石和（或）红柱石在接触晕中部呈现变斑晶生长；而绿泥石和白云母在接触晕的最外部集中呈斑点状，形成斑点角岩。

当对温度升高的作用补充了从岩浆中析出的热液和气体的作用时，接触变质作用转变为接触交代变质作用，或者简单地就叫交代作用。在花岗岩侵入石灰岩中时，交代作用表现得最为鲜明。交代作用过程同时伴随着 SiO_2、Al_2O_3、MgO、FeO 以及包括 B（硼）的其他元素的带入，硼的加入形成一种特殊的硅酸盐矿物——电气石。上述组分带入的结果形成了矽卡岩，其组成中起主要作用的是钙的硅酸盐矿物，包括硅灰石——方解石和二氧化硅互相作用的产物（$CaCO_3+SiO_2=CaSiO_3+CO_2$）以及石榴石。

矽卡岩往往包含着重要的工业矿床，像磁铁矿（如外乌拉尔的磁山）、铜、铅、锌的硫化物。矽卡岩在高温碱性（碱性溶液的作用）交代作用的条件下形成。在高温、酸性（酸性溶液的作用）交代作用时，在长英质岩石中，由于长石分解为石英和浅色云母而形成云英岩，与其有关的矿床往往是大型的锡、钨矿；或者形成次生石英岩，含铜、钼矿。

16.2 动力变质作用

动力变质作用现象基本上产生在挤压体制下发育的、属于平移和逆掩断层类型的大断裂带中。大断裂带是定向压力——应力作用的结果。在应力的影响下或者发生岩石的脆性破坏，或者通常在较深部位时，沿着断裂面向上也就是压力最小的方向发生塑性流动。以前认为在前一种情况下形成的特征的动力变质岩石是**糜棱岩**，如果糜棱岩由花岗岩或者石英长石砂岩发育而来，则由石英、酸性斜长石的细粒集合体组成(图 16.2)；如果基性超基性岩浆岩发生糜棱



(a) (b) (c)

图 16-2 苏格兰莫因逆断层附近的刘易斯片麻岩中糜棱岩化的阶段性

(a)中的浅色透镜体是压碎而未磨成粉的石英的残余；(b) 中，它们已被强烈磨碎；(c) 中已经消失了，这时岩石整体已粉碎为非常细的颗粒

岩化，糜棱岩则由暗色矿物组成(辉石、橄榄石、基性斜长石)。若认为糜棱岩是由于岩石的脆性破坏产生的，这与其坚硬玻璃状的(细密的)岩石状态有矛盾，因而现在一些研究者认为糜棱岩生成中的主导作用是岩石物质在没有失去连续性的情况下发生的粘性流动。挤压造成矿物颗粒平行破裂面定向，使这些岩石具有细条带状构造。新生成的鳞片状矿物——绿泥石、云母(白云母、黑云母)、滑石的出现，更促进了定向性，因为它们同样沿平行的层分布，使岩石具有片理并转变为**变余糜棱岩**。变余糜棱岩常常由沉积岩，像粘土岩、杂砂岩、火山凝灰岩、凝灰砂岩和比较老的区域变质岩发育而来。

16.3 区域变质作用

从定义中可以看出，这种类型的变质作用分布于广大的面积(数千平方公里或更大)，涉及的岩石越古老，面积也越大。像太古代的岩石(老于 2500 Ma)，实际上到处都发生了足够强烈的变质作用，元古代的岩石一般有某种程度的变质作用，而显生宇的变质作用只发生在褶皱构造的中心部位。上述变质作用随年龄而增强的情况，可能只是表面现象，因为较老的岩石剥蚀也较深，因此变质作用自然看起来也强。

对于大多数区域变质岩石来说，受改造的主要因素是温度的升高，而压力除了对于蓝片岩

和榴辉岩以外，只起次要作用。太古代变质岩，部分较年轻的变质岩显示出在很大面积上是相对均匀变质的，显然这与到处都有高热流有关。这种区域变质作用叫**面状的**。与此相反，从元古代开始，**带状的**区域变质作用占了主要地位①，这种变质作用在一定的区域增强，向该区的边缘减弱，这可以由矿物组合的交替证明。这种交替以符合特征的指示矿物出现的等值线反映在地质图上，叫**等变线**，即变质作用程度相等的线。在苏格兰格兰扁高地的经典地区划分出了黑云母、石榴石（铁铝榴石）、十字石、蓝晶石和矽线石等变线（图 16.3），指示着温度从前一条

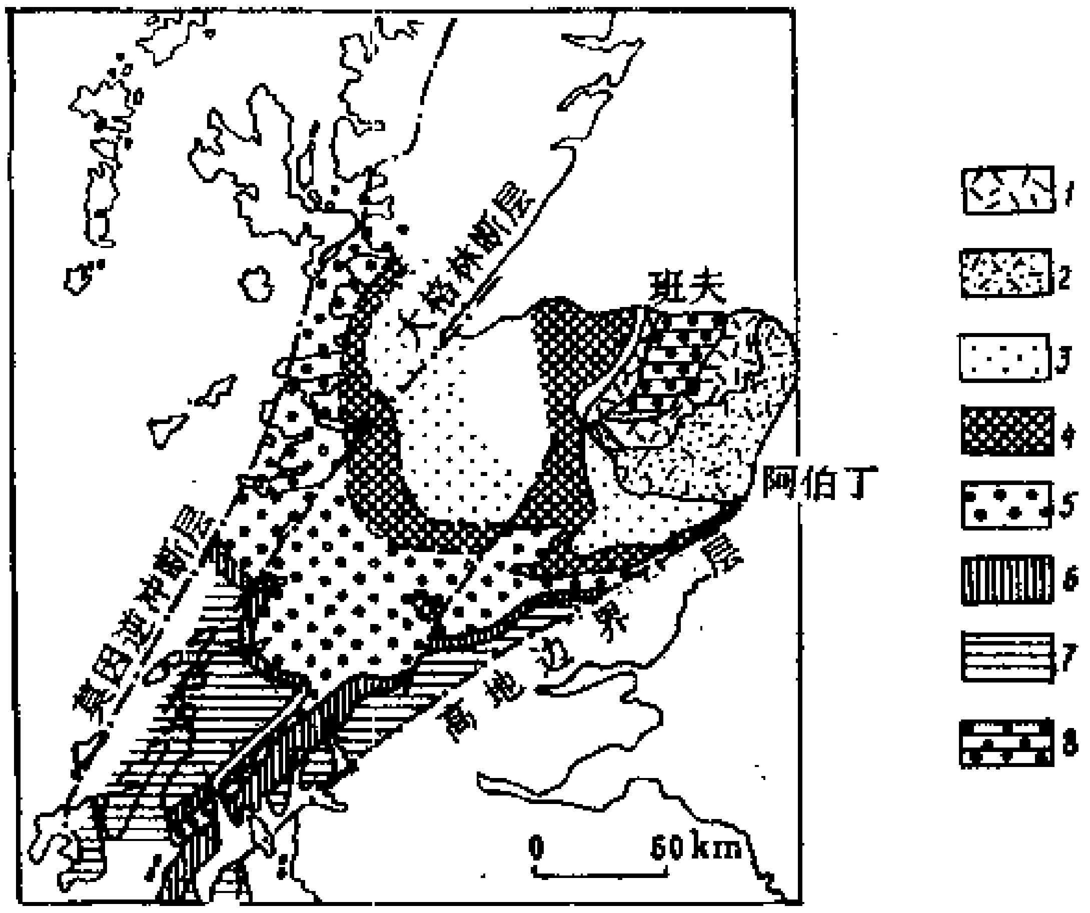


图 16.3 苏格兰高地达尔累丁系的变质作用分带性

变质带：1—红柱石，2—红柱石-矽线石，3—矽线石，4—蓝晶石，5—石榴石-十字石，6—黑云母，7—绿泥石，8—不能划分的黑云母-十字石带

等变线向后一条顺序增高。在类似的带状变质作用情况下，等变线一般呈封闭的椭圆形，其中心变质作用最强。很明显，这种配置方式与聚焦（集）的热流相适应，因此把它称为"热穹窿"。在热穹窿下面，深部可能存在大型侵入体，起着热源的作用。另一个实例是阿尔泰的额尔齐斯挤压带，其变质带交替的温度和压力的变化是：温度从 300—670 C，压力从 6.2—8.0 kbar。

最初认为，矿物组合（共生）随温度和（或）压力的升高而有规律的更替只与岩石埋藏越来越深有关。从而产生了由其中特征的矿物共生组合及岩石类型划分的三个变质带的概念：浅带（上带）、中带、深带（下带）。这套名词现在只在有些国外文献中使用。变质作用区的详细研究早已表明，由于一定范围里的热流极易变化，在深度和温度之间并没有直接的关系。因此区域变质岩石的分类不应依赖于深度，只依赖于温度和压力的变化。芬兰地质学家艾斯科拉（P. E. Eskola）提出了**变质相**的概念。每一个变质相代表一套变质岩，确切地说代表一套形成于一定的温度、压力范围内的矿物共生组合，温度和压力可以由矿物地质温度计、矿物地质压力计确定。变质相以其中最典型和广泛分布的岩石类型或者矿物（例如沸石相、绿片岩相）命名。

每一个相一般包括几种岩石类型，它们的矿物成分不仅依赖于变质作用的热力学条件，首先决定于原始沉积岩或岩浆岩的类型和成分。对变质改造最敏感的是粘土岩，它们给出了最完

① 严格地说，面状的变质作用也是带状的，但是低梯度的，而带状变质作用是高梯度的。

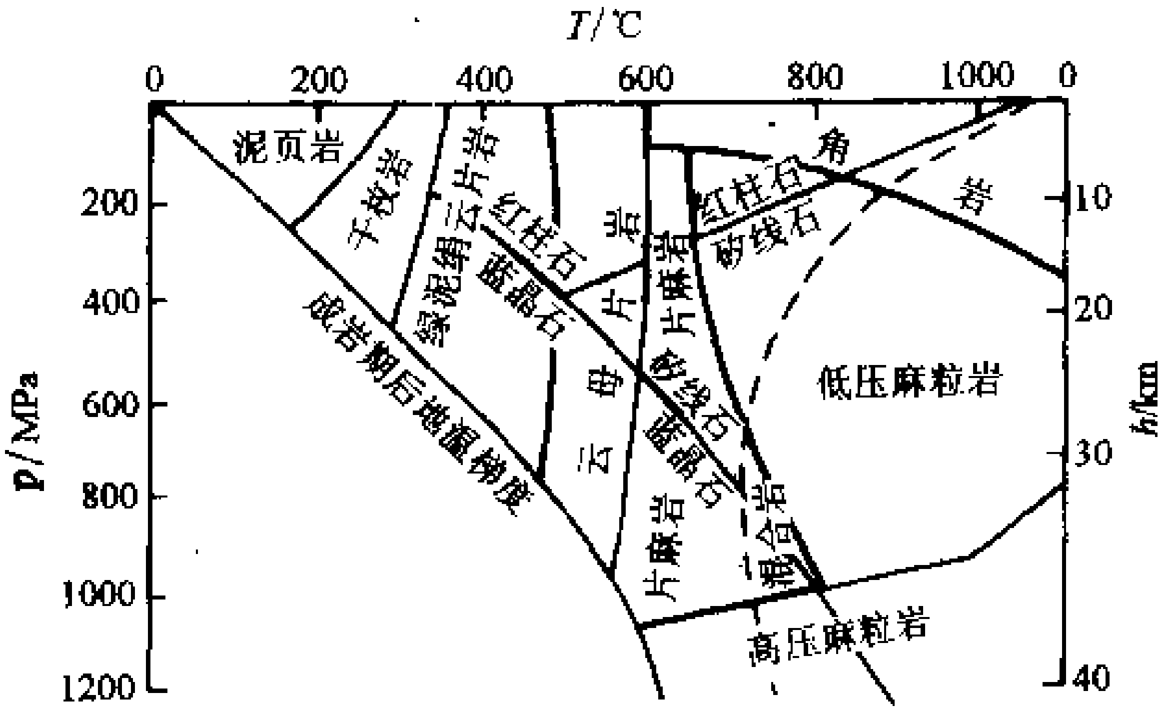


图 16-4 粘土质沉积物的变质相

(据马拉库舍夫，1983，已简化)

粗线 变质级界线(从左向右)：低级(绿片岩)，中级(角闪岩)、麻粒岩；细线——相的界线

全的变质相系列(图 16.4)[①]。

变质相一般按变质级归成组，分为两个到四个级，经常分为三级——低级、中级、高级，或者按特征岩石分为绿片岩级、角闪岩级和麻粒岩级。经常还补充上很低级的(沸石级)，后者按一些沉积学者的意见还属于后成作用的范畴，瓦索耶维奇称之为异后成作用。

当某些变质岩的原岩性质容易确定或者希望强调原岩时，可以在原岩前附加上"变质"两字，作为变质岩的名称，例如变质玄武岩或变质砂岩。这种叫法对弱变质的岩石适用，对于高度变质的岩石就得使用变质岩的名称了。同时可以在岩石名称前加前缀——对原岩为岩浆岩的变质岩石加"正"字，对原岩为沉积岩的变质岩岩石加"副"字，例如，正片麻岩和副片麻岩。

从低级向高级区域变质作用的过渡叫前进变质作用。但是，往往出现在相对高温和(或)高压下形成的岩石又遭到在较低的温度和(或)压力下的第二次变质作用，叫退化变质作用。下面我们介绍一些不同变质级分布最广的典型变质岩石的实例。

1. 低级区域变质作用

泥质板岩属于很低级的区域变质岩，是坚硬的细粒岩石，容易裂开成平整的薄板，裂开面是通常以明显的角度切割层理的劈理面。这种板岩常是黑色的，也叫黑板石。板岩的黑色与原始粘土岩中所含的有机物质有关，在变质作用中已转变为石墨。新生成的沸石对该相是特征的，主要分布在变质硬砂岩中。

基性熔岩在很低级变质作用下转变为细碧岩，中性成分的熔岩转变为角斑岩(钠长斑岩)。其中的长石是次生的钠长石，也出现了像绿泥石、绿帘石等变质矿物。岩石主要是淡绿色调的。

大洋壳的超基性岩(橄榄岩类)转变为蛇纹岩的过程，是在与海水的相互作用下产生的。随着向低级变质作用的过渡，泥质板岩转变为千枚岩。它与板岩的区别是片理更粗，片理面闪光，与出现肉眼可见的云母片有关。

低级变质作用更成熟的产物是绿片岩相本身的岩石，属于它们的首先是绿泥石-绢云母片岩，由石英、绿泥石、绢云母(白云母的细鳞片状变种)组成，是泥质岩石进一步改造的产物。但

① 在 A.A. 马拉库舍夫的分类中，除了根据温度划分的相以外，还根据压力划分了亚相。

是最特征的绿片岩是由基性火山岩及其凝灰岩变成的，绿泥石、绿帘石和(或)绿色角闪石决定着它的颜色，一般都有钠长石存在。

蓝色片岩是低级和很低级变质作用的特殊变质相的岩石，其最特征的矿物是蓝色角闪石——蓝闪石，该相其他的指示矿物是Ca-Al的含水硅酸盐矿物——硬柱石。蓝片岩形成于很高的压力(达10—12 kbar)和低温(不超过400℃)的条件下。它们明显地呈带状分布，未见于早前寒武系中，发育于倾斜的超深断裂的上盘。如果把高压看作与巨大的埋深(30 km)有关，就不能兼有低温，同时又产生了这些岩石需要快速上升到地表的问题(以避免退变质作用)。因此，比较可信的是在高压变质作用中，对围压又补充了类似断裂带中存在的与强烈侧向挤压有关的定向压力(应力)。沉积物在应力作用下脱水产生的富钠流体的参加，促进了蓝片岩的形成是十分可能的。

2. 中级区域变质作用

中级区域变质作用最典型的岩石是结晶片岩、片麻岩和角闪岩。结晶片岩是具有明显片理的岩石，常发现有线理，中-粗粒结构，富含层状硅酸盐矿物——白云母、黑云母(云母片岩)、绿泥石以及角闪石，它们是泥质岩进一步变化的产物。除了上列矿物之外，一般还含有石榴石、中性和基性斜长石、石英。片麻岩以云母含量少、颗粒粗为特征，基本上由石英、长石组成，并有暗色矿物参加。由于片状矿物含量少，片麻岩较难劈成板状，并具有较粗糙的片理。片麻岩的条带状构造与分隔开的富云母和(或)角闪石的夹层有关。片麻岩由砂岩、特别是长石砂岩、粘土岩、酸性火山岩和花岗岩(花岗片麻岩)形成。由原始沉积成因的岩石变成的片麻岩叫副片麻岩，由岩浆成因的岩石变成的叫正片麻岩。角闪岩是暗绿色、绿黑色细密的岩石，具片理构造，主要由角闪石和斜长石组成，有时含石榴石、绿帘石、黑云母。由基性岩浆岩变质形成的叫正角闪岩，由泥质碳酸盐沉积岩形成的叫副角闪岩。

角闪岩相变质作用的上限往往过渡为岩石的部分熔融，以后为完全熔融——深熔作用，伴随混合岩的形成，进而形成深熔花岗岩。混合岩是岩石部分熔融的产物，伴随形成成分接近花岗岩的、有时含暗色矿物的不规则石英、长石夹层。这些浅色的层与暗色的、由难熔暗色矿物组成的层呈紧密互层。根据柯尔仁斯基(Д. С. Коржинский)的意见，混合岩的形成可能只是深部流体的积极加入，这种过程发生在650—700℃温度下，相当于变质作用的角闪岩级，低于麻粒岩级。

3. 高级区域变质作用

高级区域变质作用的特征首先是含水矿物(云母、角闪石)差不多完全消失，而代之以辉石。该级中最典型的岩石是麻粒岩，由石英、正长石、斜长石－石榴石或蓝晶石(或矽线石)或辉石组成。基性辉石麻粒岩不含石英、正长石，由化学成分相当的基性岩浆岩(辉长岩或辉绿岩)形成。酸性麻粒岩一般由泥质、泥砂质沉积岩生成，它们常与一种处于变质岩与岩浆岩(花岗岩)之间过渡的特殊岩石有关。这种岩石叫紫苏花岗岩，由石英、钾长石、酸性斜长石、辉石(紫苏辉石)组成，往往含石榴石。

麻粒岩相的岩石最广泛发育于太古代岩系，部分元古代岩系中，极少见诸于古生代岩系中，更年轻的地层中实际上没有麻粒岩。因此，发现了麻粒岩，就可以推测存在十分古老的岩系，应当用同位素方法证实①。

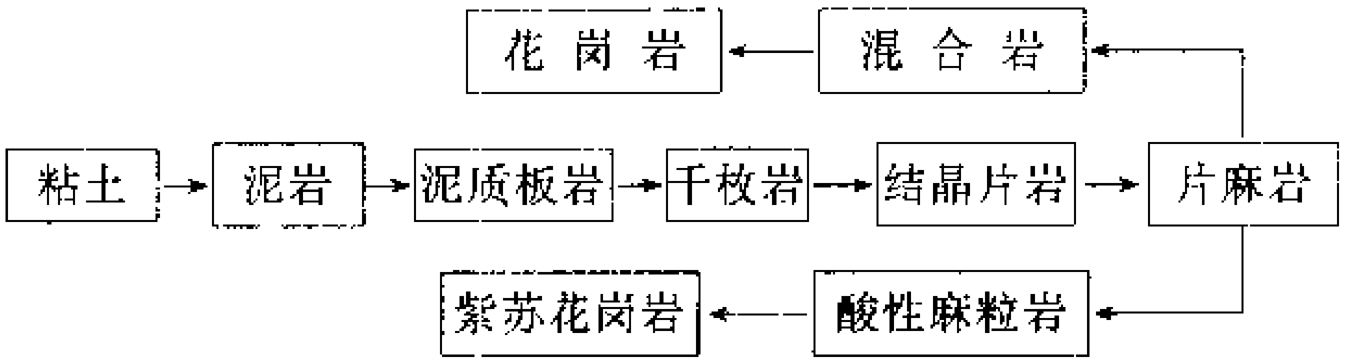
---

① 近年发现有新生代麻粒岩，有些拉张环境中的下部地壳现在正经历着麻粒岩相变质作用——译者。

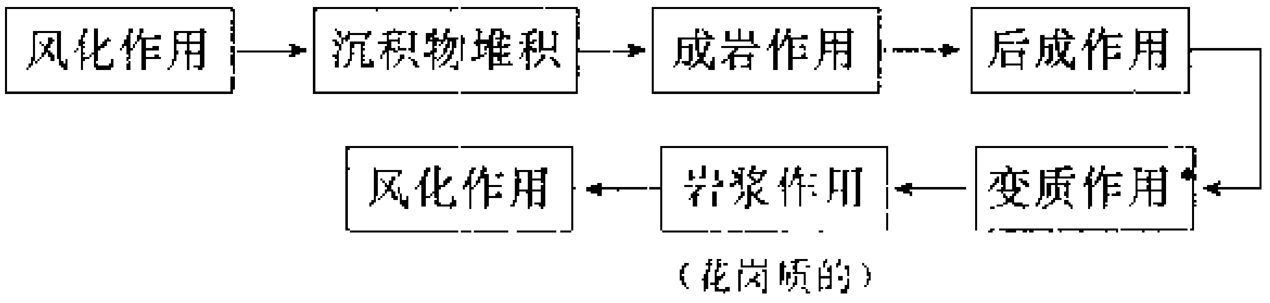
除了麻粒岩以外，榴辉岩相也属于高级变质作用的范围。**榴辉岩**是重而细密的岩石，由辉石(绿辉石)和石榴石(镁铝榴石)组成，成分相当于基性岩浆岩(辉绿岩、辉长岩)，但是与基性麻粒岩的区别是没有斜长石和密度高(3.3—3.4 g/cm^3)。它们形成在对下地壳和上地幔特有的不仅是高温，而且是高压的条件下。榴辉岩的碎块有时含金刚石，见于雅库特和其他地区的爆破岩筒中。

4. 区域变质岩的基本类型

如果把原始泥质沉积物划分成最标志的演化系列，即



考虑到粘土一般是风化壳再沉积的产物，部分的风化壳是由花岗岩和紫苏花岗岩发育来的，这样就可以建立一种循环，即



上述过程构成封闭的循环。这种循环涉及地壳、大气圈和水圈，并有生物圈参与(风化作用过程中)。由此可明白，维尔纳茨基所说：整个地壳都有过去生物圈的痕迹。

16.4 冲击变质作用

这种相当少见的变质作用类型是在巨大的陨石陨落在地球上时发生的。现在，整个大陆上(南极除外)发现的陨石坑多于200个。其中一半确信属于该种类型。世界上最大的陨石坑在西伯利亚北部的帕皮卡依斯克，直径达100 km；大多数陨石坑直径从2—33 km。典型陨石坑的构造表示在图16.5中。

陨石在极短暂的时间内降落(<0.1 s)，释放出巨大的动能。这些能量以机械的(挤压和破碎)和热的(熔融和蒸发)作用改造遭受冲击波作用的岩石物质，被称为**靶石**。从波的中心向边缘方向可观察到以下各带的更替：

(1) 蒸发带，压力达到 10^3—10^4 kbar，温度 10^4℃；

(2) 熔融带，它的外缘界面处压力为600 kbar，温度为1500℃；

(3) 多型过渡带(外缘界面的参数：100 kbar和100℃)；

(4) 岩石强烈破碎带。

在后三个带中形成的变质岩总称**冲击岩**。冲击岩划分决定于是否发生了搅和及其受改造的性质。弱破碎的未发生搅和的产物叫**碎裂岩**，破碎较强时产生**冲击角砾岩**，伴随开始熔融和形成玻璃时叫**假熔融石**(未搅和)和**熔融石**(已搅和)。混合的和发生过搅和的碎裂和熔融的产物叫

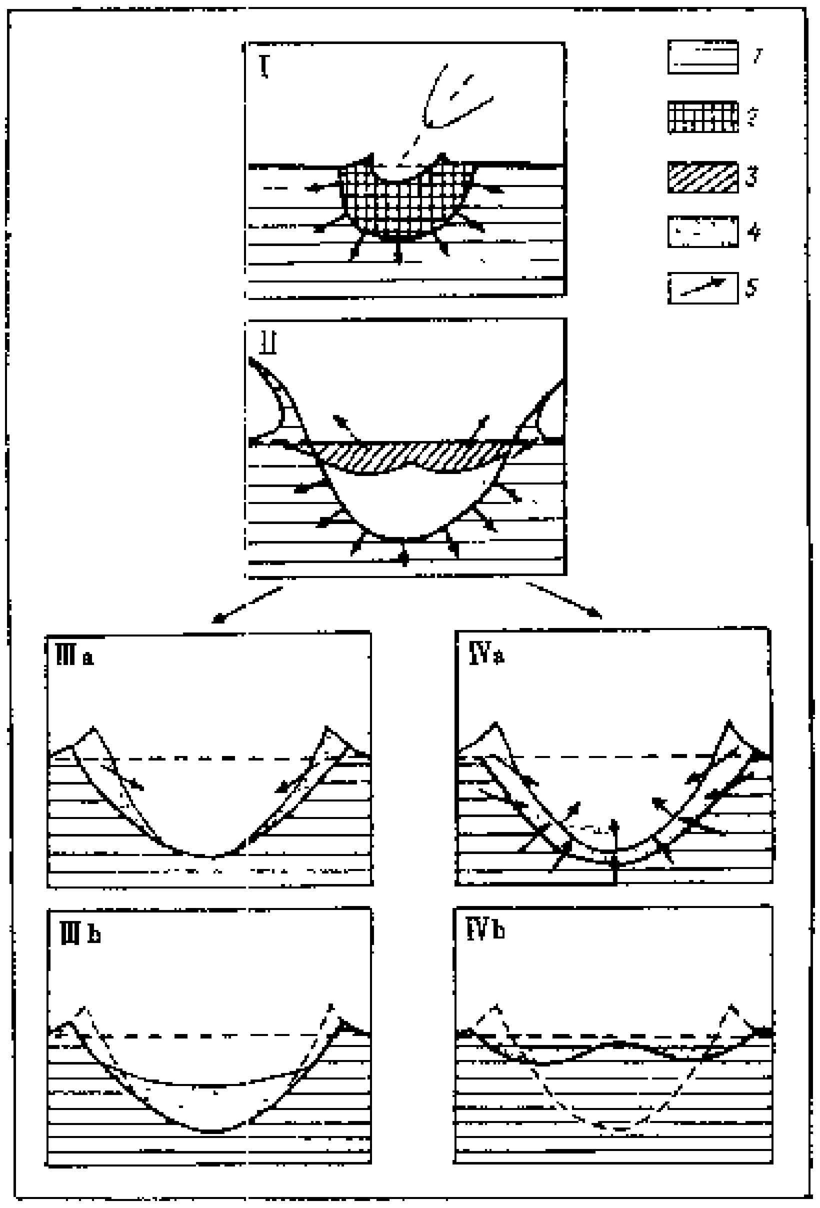


图 16.5　陨石坑的形成过程

Ⅰ.陨石接近行星表面,并撞击之;冲击波由撞击点扩散,引起物质迁移,未来的陨石坑的腔开始生长。Ⅱ.遭到破坏的岩石部分被抛出,部分被改造和挤出,使陨石坑的腔达到最大深度,形成暂时过渡的陨石坑。Ⅲ.冲击规模小时,坑可以是稳定的,从过渡的变为陨石坑(Ⅲa);在另外的情况下,被破坏的物质从坑壁上滑落充填"真正的"杯形陨石坑(Ⅲb)。Ⅳ.在大规模冲击事件中,目前还不明白的失稳作用过程,导致坑的底部迅速上升,伴随边缘部分的破坏和下沉,产生了具有中心小山的陨石坑(Ⅳa);同时坑的较深的环形部位充填了碎块和冲击熔融物(Ⅳb)。

图例:1—岩石,2—受冲击波压缩的岩石,3—由于冲击被抛出的岩石,4—与冲击熔融物混合的破碎岩石,5—物质迁移的方向

陨击角砾岩。

熔融石是似熔岩状玻璃质岩石,含10—20%的围岩小碎块。它的特点是孔隙度、节理和颜色都不均匀,具假斑状结构;在玻璃质背景上有碎块,玻璃是母岩熔融的产物。在玻璃中有分散的各种矿物的小晶体(微晶),包括斜长石、辉石、黑云母等矿物。陨击角砾岩是一种角砾岩,由靶岩破碎产物和解体的玻璃碎块组成。

对确定环形构造的陨石性成因有决定性意义的冲击变质作用,最显著的特征是某些新形成的矿物,这些矿物只产生于超高压下,而这种条件对地壳是不存在的。这些"超高压"矿物是二氧化硅的多型变体——柯石英、斯石英,还有金刚石(与见于金伯利岩岩筒中的金刚石形态不同的小晶体),以及碳的更高压的变体——六方金刚石。柯石英的存在指示压力高于30 kbar,温度高于1000℃;斯石英则指示压力高于100 kbar,温度高于1000℃,而且斯石英仅见

于陨石坑的岩石中。

冲击岩同样具有专属的构造，这就是破坏锥，它产生在压力达 20 100 kbar 的破碎带的外部，以及形成裂隙。受打击时，岩石沿这些裂隙分裂成表面布满分枝的犁沟状圆锥形碎块。

16.5 研究变质岩系的实际意义

变质岩发育区　　古老陆台的地盾和褶皱系的内部与多种矿产的分布有关。但是大部分矿产不是在变质作用过程中形成的，而是在变质作用发生之前已形成于沉积和岩浆作用过程。在第 10 章和第 15 章中已经提到过这些矿产。可是，有些矿产却仅见于变质岩系中，如作为铁的最重要来源的含铁石英岩。许多黑色、有色和稀有金属矿石见于花岗岩或正长岩侵入体的接触交代晕中，如钨和锡（在云英岩中）、铜（在次生石英岩中）、铁（在矽卡岩中）等等。与变质作用过程有关也形成了一些彩石和宝石（青金石、紫硅碱钙石、软玉等）。许多变质岩可以作装饰和建筑材料如石英岩（巴黎的拿破仑墓地是由奥涅加湖岸边的寿克申斯克玫瑰色石英岩建造的）[1]、大理岩、片麻岩等。

---

[1] 列宁墓的冠部和铭文也都使用寿克申斯克矿床（在列宁格勒东北奥涅加湖西岸）的红色石英岩——译者。

第 17 章　地壳演化的基本阶段

作为行星的地球是从冷的和固体的质点凝聚而成的。这些质点来自星云的气体、尘埃，凝聚的原因是质点之间的引力。质点在相互碰撞吸积的过程中长大，当它们长大到和现代的小行星那样，直径达到几百公里之后，在加积到行星的过程中就会因碰撞而产生热，使行星在增大的同时也变热。此外，一些天然放射性元素也能产生热量。在地球形成的早期，产热的天然放射性元素不只是现代地壳中所含的几种，而且还有不下 10 种的已消失了的放射性同位素，如 ^{26}Al、^{10}Be、^{36}Cl 等。地球变热的结果是地核、地幔的一定深处可能发生全部的（地核）和部分的（地幔）物质熔融。在地球形成的最初阶段，大约 3800 Ma 以前，对于其他类地行星和月球来说也大约是这段期间，行星都曾经历过强烈的大大小小陨石的撞击。撞击的后果，还有更早阶段微星的相互吸积都可能导致挥发分的分出，这就是初始的大气；而后形成水圈，水圈在通过火山作用进行的地幔除气过程中进一步发展。大型陨石降落能形成大而深的坑，就像现在在月球、金星、水星上能观察到的那样，遗迹在这些星球上未被后来的改造消除掉。陨石的形成减小了部分熔融层的压力，从而促使基性和超基性岩浆的溢出，形成类似月海那样的玄武岩盖层。看来，这可能是地球初始地壳的形成过程，但地球的初始地壳在现代地球的表面没有保存，不排除在后形成的大陆型地壳中有它不大的碎块。

初始地壳中已有花岗岩和片麻岩组分了。但总的看，其硅、钾含量较"正常"的花岗岩少，显示了在 3800 Ma 时形成的，在所有大陆的结晶地盾中都能找到的这部分地壳的不成熟性质。正是从这部分地壳的形成起，开始有了根据岩石的同位素年代学资料而建立起来的地球历史。此前的，从地球形成起到 3800 Ma 阶段（前地质阶段）没有可供同位素年代测量的岩石记录。目前关于这一阶段的认识，都只是根据今天所掌握的资料以及大多数研究者的观点所做的推断。

应该指出的是，最古老的大陆型地壳的形成方式也是一个在许多方面都不清楚的问题。在这个遭到普遍高温、高压条件下变质的地壳中，可找到初始火山、初始侵入和初始沉积的岩石。初始沉积岩石中的结构特征表明它是在水介质中沉积的，换言之，在距今很久远的时代中已有水存在了。初始硅铝壳的形成，要求从地幔有大量的硅、铝、碱析出，可是现代地幔岩浆作用只能析出很有限的、富含上述元素的岩石。可能初期的行星地幔含有更多的水和挥发组分和较现代高 3—4 倍的热流，得以促使析出大量硅、铝、碱等组分的地幔岩浆作用。另一种可能是，已经较地幔富集亲石元素的初始玄武岩质地壳在地幔流体的作用下改造成年轻的硅铝壳。无论如何，到了距今 3500 Ma 以前，在现代各大陆范围内，已广泛分布着所谓"灰色片麻岩"壳了，命名是根据组成该地壳的优势岩石。

1. 太古代阶段

这个尚较薄并具有相当塑性的地壳，在拉张作用下产生了众多的断裂，沿这些断裂玄武岩类岩浆再度向上侵漫，填充长几百、宽几十公里的坳陷，形成所谓的"绿岩带"。它得到这个名称的原因是组成岩石以玄武岩的低温变质作用形成的绿片岩为主。与玄武岩一起，在绿岩剖面的下部还有高铝熔岩，这证明地幔物质有很大程度的局部熔融。这也是该阶段时具有较之现代的

热流值高得多的可靠证据。绿岩带的进一步发展是中(不常有)、酸性火山作用代替基性、超基性火山作用,还有沉积-火山物质的挤压变形和变质,最后是形成证明有山岳地貌的粗碎屑沉积。

经过几代的绿岩带形成作用之后,太古代地壳演化阶段于 3000-2500 Ma 前以大规模花岗岩形成而告结束。这时的花岗岩已是正常类型的了,它的 K_2O 含量大于 Na_2O 含量。这个时期的花岗岩化以及局部达到高级程度的区域变质作用导致现代大陆的大部分面积上形成成熟陆壳。然而这类地壳仍不够稳定,在元古代早期它又遭到解体。这时首先是产生全球性断裂和裂隙系统(有些地方的断裂和裂隙形成于晚太古代),在断裂中填充了基性岩脉(如津巴布韦的长 500 km、宽 10 km 的大岩墙);其次,是初次产生裂谷,发育了有巨厚沉积和火山物质的沉降带,较之太古代绿岩带更接近真正的地槽,可称之为原地槽。它们的发展导致在早元古代末期(2000—1700 Ma 以前)形成褶皱带,这些褶皱带环绕着太古代陆壳,并伴有新的大规模花岗岩形成。

2. 元古代阶段

(1) 早元古代末

这样,到了早元古代末,距今 1700 Ma 以前,已形成的成熟陆壳占现代大陆总面积的 60—80%(根据各种估计)。根据古地磁资料还得出了一个概念,在 1700 Ma 以前所有的大陆壳聚集在一起,形成一个大陆,被称为大加亚(意即大地)。与大加亚大陆相对,在地球的另一边是一个大洋,这个大洋是现代太平洋的前身,被称为大塔拉斯(意即大洋)。这个大塔拉斯面积比太平洋大,容纳了早元古代末期所有的水,但推测大塔拉斯不如太平洋深,因为通过火山活动过程而实现的地幔除气作用在地球后来的历史中仍在进行,水圈的体积仍在缓慢增长着。不能排除大塔拉斯可能出现得更早,即在太古代末期。那时最可能是在地幔对流的牵引下硅铝层已集中到地球的一侧了。

虽然我们这里主要是探讨地壳的构造演化,但不能不提到的是,在远太古代(前地质时期)和太古代早期已经出现了最初的生命遗迹——菌和藻,在太古代末期已有藻灰岩结构——叠层石。从太古代末开始到早元古代,实现了大气组成的根本转变:在植物生命活动的影响下,大气中出现了自由氧;而在远太古和早太古代时,大气由水蒸气、CO_2、CO、CH_4、N、NH_3 和 H_2S 组成,并混有 HCl、HF 及惰性气体。

(2) 中—晚元古代

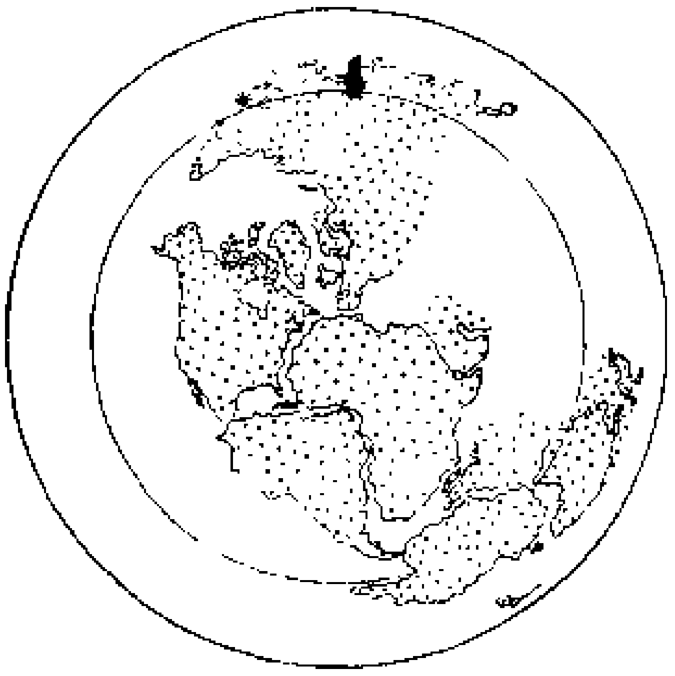
这是地球的下一个发展阶段(1700—600 Ma),大加亚大陆遭到解体,解体作用到元古代末期加强。这个过程的证据是现在被盖在古老地台盖层之下的、延伸很长的裂谷系。解体作用更重要的结果是面积广大的陆间地槽带的形成,如北大西洋、地中海、乌拉尔-鄂霍茨克等。这些陆间地槽带分开了北美、东欧、东亚和大加亚大陆的最大的残块——南方冈瓦纳超级大陆。这些地槽带的中部是在裂谷作用中新生的大洋壳,残留下来的中—晚元古代蛇绿岩可作为证据。因此地槽带属洋盆性质,随着水圈体积之增大而加深;同时,太平洋周边的地槽带也在加深。大洋盆地的轴带有强烈的火山作用,而在其边缘的浅水区则有陆源碎屑沉积和含叠层石的碳酸盐岩,主要是白云岩沉积。气候条件变得有明显分化,其证据是出现(特别是在元古代末期)冰成岩——冰和冰水沉积岩(最早的冰成岩出现在早元古代)。

3. 古生代

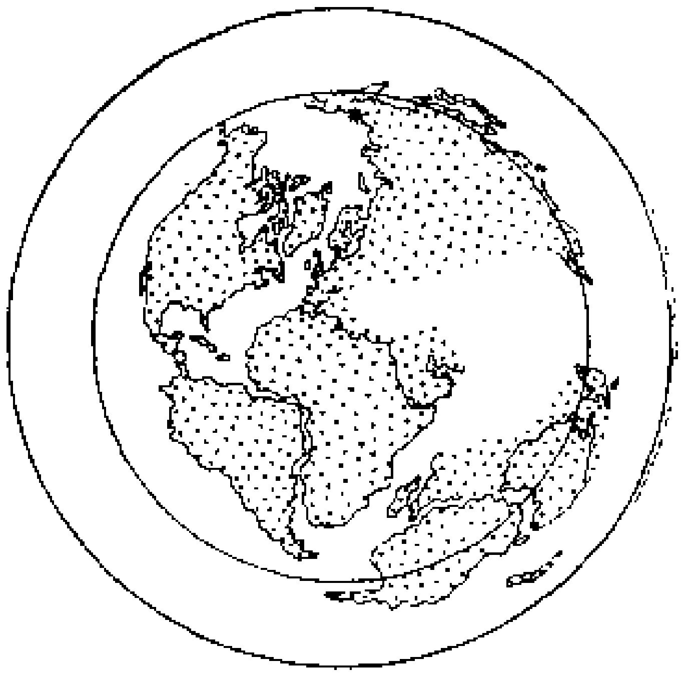
地壳的下一个演化阶段是古生代,是地槽带大发展的时期——陆间型和陆缘型地槽带(陆

缘型位于太平洋周边)，这些带可进一步划分成边缘海和岛弧，这里形成的火山-沉积岩系遭到复杂的褶皱-推覆变动和随后的逆-平移变动，并有花岗岩的侵入，最终形成褶皱山系。上述过程并不是均衡发展的，可以建立若干强构造作用和花岗岩侵入的阶段(见下表)。

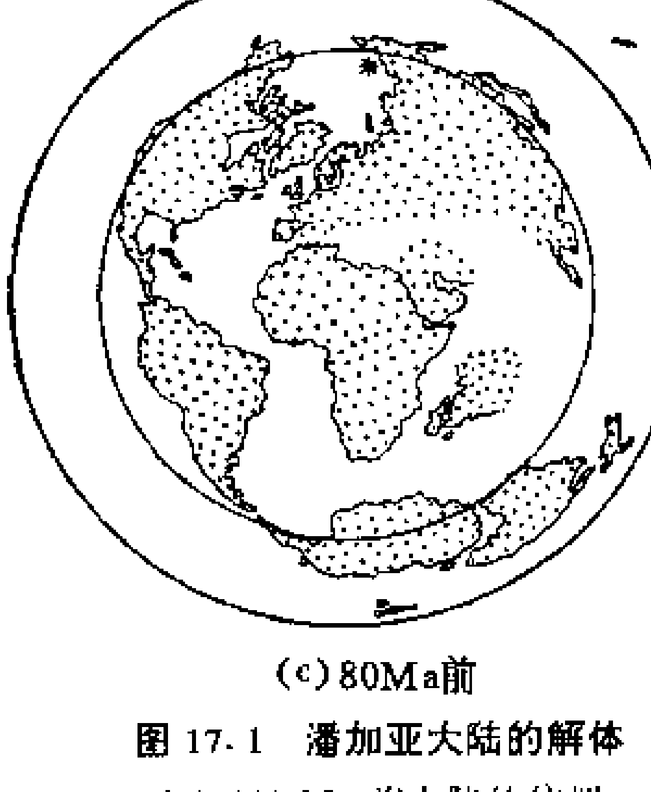
1. 贝加尔——	元古代末期
2. 萨拉伊尔——	寒武纪末期
3. 太康——	奥陶纪末期
4. 加里东——	志留纪末期
5. 阿卡德——	泥盆纪中期
6. 苏台德——	早石炭世末期
7. 札阿里——	早二叠世中期



(a)200Ma前



(b)125Ma前



(c)80Ma前

图 17.1　潘加亚大陆的解体

(a) 200 Ma 前大陆的位置

(b) 125 Ma 前大陆的位置

(c) 80 Ma 前大陆的位置

(星号表示磁南极的位置)

古生代的前三个阶段合起来，常称为加里东构造作用代；后三个合起来称为海西或华力西构造作用代。在上述的每一个阶段中都有地槽带中某一部分转化成褶皱山系，经过后来的夷平作用进入年轻地台的基底，其中的某些部分后来又经历活化，经再次的造山作用而形成山系。

到古生代末，陆间型地槽带完全消失，都转变成了褶皱系。北大西洋带的消失使北美和东欧碰在一起；由于乌拉尔-鄂霍茨克带的消失，使东欧和西伯利亚、西伯利亚和中朝大陆碰在一起，最终的结局是劳亚超级大陆的形成。地中海带西段的消失，导致劳亚超级大陆和南方冈瓦纳超级大陆相联结，形成被称为潘加亚的统一大陆。地中海带的东段在古生代末和中生代早期是太平洋的一个大海湾，其边缘也有褶皱山系的形成。

在上述构造和地貌变化的背景下，生物加速发展着。最早的动物在元古代晚期出现；而在显生宙的最开始(震旦纪)，已经有了几乎所有的无脊椎动物类型，但那时它们没有壳或甲(后者只是从寒武纪才开始出现)；在志留纪(或者在奥陶纪)时，已有植物登陆；而在泥盆纪时，已出现了森林(森林的大发展是在石炭纪)。志留纪时出现了鱼类，至石炭纪时出现了两栖动物。

4. 中—新生代

地壳构造发展的最后一个大阶段是中—新生代，这是形成现代大洋和大陆的时期。在本阶段开始时，在三叠纪还存在着潘加亚大陆，但到了早侏罗世它重新分裂成劳亚和冈瓦纳大陆，这是因为产生了纬向的特提斯洋。特提斯洋从中美洲到印度支那和印度尼西亚，其东西两端与太平洋相汇合(图17.1)。这时的特提斯洋也包括着中大西洋。在侏罗纪末，从中大西洋开始，分裂过程向北发展，在白垩纪和老第三纪过程中形成了北大西洋。从老第三纪开始，形成北冰洋的欧亚盆地(而美亚盆地做为太平洋的一部分早就形成了)。最终导致北美和欧亚大陆的分离。在晚侏罗世时，开始形成印度洋；从白垩纪开始，南大西洋从南向北发展。这标志着在整个古生代时期已成为整体的冈瓦纳大陆开始解体。在白垩纪末期，南、北大西洋贯通，分隔了非洲和南美洲，这时澳大利亚也从南极大陆分开；在老第三纪的末期，南美洲与南极大陆也分开了。

这样，到了老第三纪末期就形成了分隔现代大陆的所有大洋，地球的面貌已经与现代的情况相近了。然而那时还没有现代的山系，从晚白垩世到老第三纪早期(距今40 Ma)所有的大陆几乎都是夷平的。从渐新世开始了造山作用，到中新世末—上新世和第四纪，也就是近5 Ma以来达到高潮。在这个阶段形成了年轻的褶皱-推覆山系和再生的隆起-断块山系，有人称之为新构造阶段，并有新构造学专门从事这个阶段的研究。实际上，新构造阶段只是中—新生代阶段中的一个亚阶段。

在中—新生代，动物、植物达到了现代的面貌：中生代还是爬行动物的时代，而新生代时哺乳动物已占据主导地位，在渐新世末期出现了人类。早白垩世末期出现被子植物，陆地长满了草。新第三纪末至第四纪，在地球的高纬度区发育了厚的冰盖，现代南极大陆和格陵兰的冰盖就是它的残留物。这是显生宙以来第三次大的冰期：第一次是在奥陶纪末，第二次在石炭纪末—二叠纪早期，这两次都只发生在冈瓦纳大陆。

第 18 章　构造运动和变形的可能原因

18.1　地质历史中构造假说的更迭

如在第 14 章指出过的，在古代，人们就已经注意到地壳运动了。人们曾问，地壳运动的原因是什么？跟火山活动的原因一样吗？在古希腊，一些学者认为地球面貌改变都是由水的作用引起，如河流的侵蚀作用，水灌入地下喀斯特溶洞引起洞顶的崩塌，海平面的升降等；而另一些学者则认为是地下火的作用。第一种意见被称为水成论，第二种意见被称为火成论。最后一位水成论巨匠是科学地质学奠基人之一的德国学者魏尔纳（A. G. Werner），水成论的完全被抛弃是 19 世纪第一个 25 年中的事。

1. 隆起假说

还在 18 世纪后半叶，就出现了第一个科学解释地壳变形和岩浆活动的假说——隆起假说。这个假说的提出应归功于罗蒙诺索夫（M. B. Ломоносов）和赫顿（J. Hutton），也正是这个假说击败了水成论。该假说的拥护者们认为垂直运动，特别是隆起运动（由此而得名）起主要作用，隆起是因岩浆从地球深部上升而引起的，上升的岩浆在某些地方可达于地表。褶皱变形是次要的现象，上升岩浆的推力造成地层顺隆起的坡下滑而形成褶皱。

然而 19 世纪上半叶所发展起来的地质填图，特别是含煤盆地的研究表明，褶皱-推覆构造相当复杂，而且常在远离岩浆作用的地方被发现。这样，用岩层受到侧向挤压解释褶皱的成因更自然得多。同时还发现，在许多褶皱带的中心，火成岩，包括花岗岩常常不是新于而是老于褶皱的岩层，这样就不能把岩浆作用看成褶皱的原因了。所有这些使隆起假说站不住脚了，在 19 世纪的 30 年代被新的、收缩假说所代替。

2. 收缩假说和地槽学说

收缩假说是由法国地质学家波蒙（L. Elie de Beaumont）提出的，它的基础是认为初始地球完全处于熔融、火-流体的状态。就这一点来说，可以认为收缩假说是 19 世纪以来占统治地位的康德-拉普拉斯天文假说的合乎逻辑的延伸。地球自外而内的逐渐冷却导致固体地壳的形成，地壳形成后地球还在进一步因冷却而收缩，这就使附着在其表面上的地壳必须适应收缩的地球。这样，地壳势必要受到挤压，破碎，形成褶皱和褶皱系。在收缩假说初始时期，它很难解释为什么褶皱作用不是普遍的，而只存在于一些特定的带。在 19 世纪中叶，地槽学说的出现使这个问题变得容易回答：地槽填充了具有塑性的沉积物，褶皱作用也就在地槽带中发生。直到 20 世纪初，收缩假说在地质学中仍处于统治地位，在它的基础上成功地成长起一门动力地质学的分支——构造地质学。奥地利学者徐士的巨著《地球的面貌》是对地壳构造的首次综合。

然而在本世纪初弄清了一个事实，它动摇了收缩假说的地位。天文学家们抛弃了康德-拉普拉斯假说，代之以认为地球初始是冷的状态，而且从未整体熔融过的假说。物理学揭示了放射性现象，发现地壳中含有可察觉数量的天然放射性元素，它们的蜕变伴有相当大的热产生。最初的计算表明（这些计算建立在不正确的关于放射性元素分布的推断上，认为放射性元素在整个地壳和地幔中都有），放射性元素蜕变产生的热不仅可以阻止地球变冷（如果它以前曾是

熔融态的话)，而且可以使它重新热起来，甚至可以达到局部熔融。最后，地质学家们在褶皱山系中发现了大型推覆构造，如果用地壳收缩解释的话，要求地球体积在很短的时间里有大幅度的收缩，这在实际上是不可能发生的。收缩假说所面临的这样或那样的困难使大多数学者对它失去了信任。全球构造的解释需要新的假说，人们沿着不同的途径在寻找，并提出了很不相同的假说。

3. 脉动假说

新假说中与收缩假说最为相近的是脉动假说，它是由美国学者布克(W. H. Bucher)和葛利普(A. W. Grabau)、俄国学者乌索夫(M. A. Усов)和奥布鲁切夫(B. A. Обручев)等人所提出的。按这个假说，地球的体积时而增大，时而减小，有如脉动。在增大期形成断裂，出现地槽和大量玄武岩喷发，在减小期地槽遭到挤压变形而结束，转变成褶皱山系，在褶皱山系的中心部位形成花岗岩(因为在挤压情况下，岩浆不能达于地表)。这样，脉动说解释了比收缩说所能解释的更多的现象，然而它在解释诸如阿尔卑斯那样的褶皱山系中褶皱-推覆构造形成的原因时与受到地质学者们批评的收缩说一样无力。脉动说所遇到的更主要的反对意见是，在任何时期，例如现代，人们在地壳中可以见到挤压和拉张现象同时存在，前者表现在山系中，后者表现在裂谷带。可以认为挤压和拉张基本上是相互补偿的，因为古地磁和其他方面的证据表明，至少在最近的 400 Ma 以来地球的体积没有发生大的改变。

4. 地球膨胀假说

与收缩说完全对立的是地球膨胀假说，这个假说由德国学者希尔根伯格于 1933 年提出。它以地球初始的连续陆壳因膨胀而解体成功地解释了年轻的大洋盆地的形成；但在解释古大洋封闭，在封闭大洋的位置上形成山系的褶皱-推覆构造中遇到了困难。地球体积有那么大的膨胀，以致产生那么大面积的大洋，其原因何在?这也是完全不清楚的(而地球直径不大的变化可以用地球内部热积累所引起的地幔物质的相转变导致地球直径变大；积累的热释放以后有相反的过程，又导致地球直径变小加以解释)。尽管这个假说面临那么严重的困难，但和脉动说一样，到现在还有支持者，我们在下面还要讨论其原因。

与所有的假说相比，走得更远的一个新思路是本世纪 20 年代初在理论地质学中出现的新方向——活动论。称它为活动论的原因是，这个方向的支持者们认为大陆地块有可能有很大尺度(数千公里)的水平位移，或者按后来的说法是岩石圈板块相对于其下的地幔有大尺度的运动。而所有以前的假说都认为地壳或岩石圈与其下的地幔脱离开是不可能的，认为大陆相对于地幔是固定的，因此所有这些假说都合起来称为固定论。

5. 大陆漂移假说

第一个相当完善的活动论方向的假说与德国地球物理学家魏格纳(A. Wegener)的名字相联系，他在 1912 年提出大陆漂移假说。魏格纳提出，中生代早期所有的大陆都曾连在一起，构成一个统一的超级大陆——泛大陆(潘加亚)。此后，在侏罗纪中，超级大陆开始分裂、解体，其结果是形成现代相互分离的大陆和其间的新生大洋。这个假说的最初的依据是现代被大西洋隔开的大陆，一侧是南美和北美，另一侧是欧洲和非洲，它们轮廓的极其相似。此前，这种相似性在 17 世纪时已引起过人们的注意，并导致大西洋两岸大陆曾是一整体的想法，但魏格纳并未局限于这一点，而是用许多其他证据加强了这个认识。一个方面的证据是南半球大陆有着极其相似的古生代晚期和中生代早期的动、植物组合，这个时期就是推断的潘加亚大陆解体之前的时期；另一个值得注意的事实是，在晚古生代时期，所有的南方大陆都被大陆冰盖覆盖。这样

广泛的大陆冰川是各大陆现代所处的位置难以解释的。如果大陆处于现代位置，那么冰盖的边缘就落在了赤道区，而现代赤道区的雪线高达 5 km，而且也没有任何证据说明晚古生代冰川是山岳冰川。最后，地势曲线(图 2.10)表明，地形主要是两个台阶 —大陆平原和深海底，均衡原理要求解释这个差别。魏格纳提出·大陆和大洋表面以下的岩石是不同的：大陆表面以下主要是花岗岩，而大洋以下是玄武岩，从这一点出发，大洋的形成不可能是大陆壳下沉，而应该是花岗岩层从它的表面移开。

这里我们提前说一句，魏格纳的四方面证据在本世纪 50—60 年代的研究中均得到充分肯定，然面他的假说也有薄弱的一面，就是在大陆漂移的动力解释方面。他提出和地球自转力有关。按魏格纳的说法，在地球自西向东自转的过程中，南、北美洲由于跟不上这个运动，发生了和太平洋玄武岩底的相互挤压，形成了科迪勒拉山系。同样，亚洲和澳洲的东部边缘跟不上大陆向西的运动而分离出来形成弧带。魏格纳的继承者给予自转速率变化而引起的大陆向极运动和离极运动以很大的意义。大陆的离极运动可以导致纬向山系，如阿尔卑斯-喜马拉雅山系的形成。然而地球物理证明，与地球自转相联系的力太小，不足以推动大陆运动，更不用说使大陆做远距离的运动了。地质学家也提出了一系列反对魏格纳假说的意见：认为它忽视了地槽学说，因为地槽构造有很深的地幔根等。这个开始时还取得相当大成功的魏格纳假说，在本世纪 30 年代中就几乎被人遗忘了。

6. 固定论假说

本世纪 30 至 50 年代，固定论概念占据了主导地位，实质上可以说是隆起假说的再生，这当然是在科学发展的更高阶段上的假说。像在隆起假说中一样，在这个概念里从地球内部岩浆的上升所引起的垂直运动占很重要的地位，上升是由于地幔物质被加热并继续进行着深部分异作用而造成的。按最新的方案，深部物质分异的底界是核、幔边界，而上升到地壳或岩石圈底部的岩浆柱的根在软流圈中。

固定论假说开始形成是在 30—40 年代，与别洛乌索夫(B. B. Белоусов)和别梅林的名字相联系。可以用以下简短的方式表达别洛乌索夫假说的现代形式：玄武岩熔体以巨大倒水滴状形式(称软流体)上升到岩石圈的底板，在岩石圈渗透性提高的情况下，导致玄武岩喷发至地表，同时岩石圈下沉。这样就产生了地槽坳陷，随后地槽坳陷中充填了沉积和火山物质。沉积和火山物质的堆积使玄武岩不可能喷至地表，就在深处冷却，同时把热传给地槽沉积，使后者发生变质作用和部分重熔作用而生成花岗岩。变质作用和花岗岩化作用伴随着岩石体积的增加，由于空间有限，这里的地壳就变厚了，地槽沉积也发生了褶皱，同时地槽沉积升至地表，形成了山岳地貌，这样就形成了年轻的褶皱山系。山系以及夷平后而形成的地台区的地壳对岩浆来说变得渗透性较小；所以当再有岩浆上升时，只能把这部分地壳(岩石圈)拱起，形成所谓再生的山系。最后，当有特别大量的熔融玄武岩上升的时候，可以使陆壳破裂，破裂后的碎块被玄武岩浆熔掉，熔不掉的残余下沉到软流圈的底部。这个过程导致大陆壳被大洋型地壳所代替，形成大洋盆。所以称该过程为大洋化(或者称为基性岩化，意思是由基性物质代替酸性地壳)。

别洛乌索夫的假说遇到以下一些主要的反对意见。在他的假说中只给于水平运动以非常次要的地位，而现在能够证明的平移、逆冲和拉张运动的幅度可以达到几百甚至几千公里，这比幅度只有 10—20 km 的垂直运动大得多了。现在同样可以证实的是地槽形成于幅度很大的水平拉张条件下，而在地槽基础上，褶皱系的形成条件是同样幅度的水平挤压。洋底地壳的岩石化学特征表明，洋底岩石不可能是熔融了大陆地壳的玄武岩熔浆的产物，而是地幔物质局部

熔融的直接产物。

正是因为在解释与大陆地壳根本不同的洋壳如何产生问题时所遇到的困难，使曾占主导地位的固定论观点越来越失去支持者。在本世纪50年代中，魏格纳的观点得到证实，使人们又回到了活动论思想。固定论观点的奠基人之一，别梅林也不得不承认大洋的扩张成因。

18.2 活动论的再生和板块构造

二次世界大战后的50年代，海洋的地理-地球物理研究有很大发展，理论地球物理学也取得了重大进展。到了60年代初，所积累的新资料已不能在原有的固定论大地构造模式的框架中加以解释了，并迫使人们重新回到已被淡忘的活动论思想，这就决定了这个方向的新生。

影响上述进程的、在50年代所取得的重大发现包括：

(1) 确认了软流圈的存在；

(2) 发现了全球洋脊体系和与之相伴的裂谷体系；

(3) 证实了洋壳和陆壳在组成和厚度方面的根本区别；

(4) 揭示了大洋沉积层的厚度和年龄都是向洋中脊的方向减小；

(5) 发现了洋底的磁异常条带；

(6) 发现地球磁场在最近的4 Ma中有倒转。

对于活动论的复苏，最有意义的是古地磁现象的发现。所谓**古地磁**，是指保留在岩石当中的该岩石形成时的磁场方向。古地磁研究的第一批成果就表明，古地磁场的方向以及与之相对应的磁极位置与现代不同，而且越老的古地磁场与现代地磁场差别也越大。开始时，人们试图用磁极的移动解释这种现象；在这以前，人们也用磁极移动解释过地质历史中的沉积作用、动、植物的分布与现代的差别以及气候带方向的改变。但很快就清楚了，从不同大陆同一时代岩石样品中所测得的磁极位置是不同的，换言之，就是每个大陆都有与自己的对应的磁极。同时还清楚的是，地球磁场是偶极场，磁轴与自转轴位置相近，而且也没有任何理由认为在地质历史时期情况不是如此。进一步的研究表明，从大西洋两侧大陆所得到的各大陆的极移曲线，在按轮廓的相似性把各大陆重新拼合起来的时候，就会趋向于重合在一起。这个重新拼合的大陆就是魏格纳提出过的超级大陆——潘加亚。超级大陆解体的时间与魏格纳根据各大陆陆生动、植物相似性消失的时间——侏罗纪也是一致的。

1. 海底扩张假说

在以上所有发现的基础上，美国地质学家赫斯(H. H. Hess)和地球物理学家迪茨(R. S. Dietz)于1961—1962年提出了大洋形成的假说：裂谷加宽，大陆张开而形成大洋，这个裂谷就是后来的洋中脊(图18.1)；在裂谷中由软流圈熔出的物质形成了新的洋壳。这个假说得到了“**海底扩张**”的名称，也就是洋盆底加宽、增长的意思。

开始时人们对海底扩张假说持相当谨慎的态度，但不久就出现了令人信服的证据。1963年英国人瓦因(F. J. Vine)和马休斯(D. H. Matthews)以这个假说为基础，运用磁极倒转的资料，成功地解释了如此引人注目、但又令人费解的平行洋中脊对称分布的磁异常条带。他们提出，当洋中脊裂谷处形成的新洋壳冷却并向两侧不断扩张的时候，就能记录下交替变化的磁场，即有时与现代地球磁场方向相同，有时与现代地球磁场相反。“记录”表现为有规则的磁异常条带，从洋中脊向大洋边缘排列开去(图18.2)。

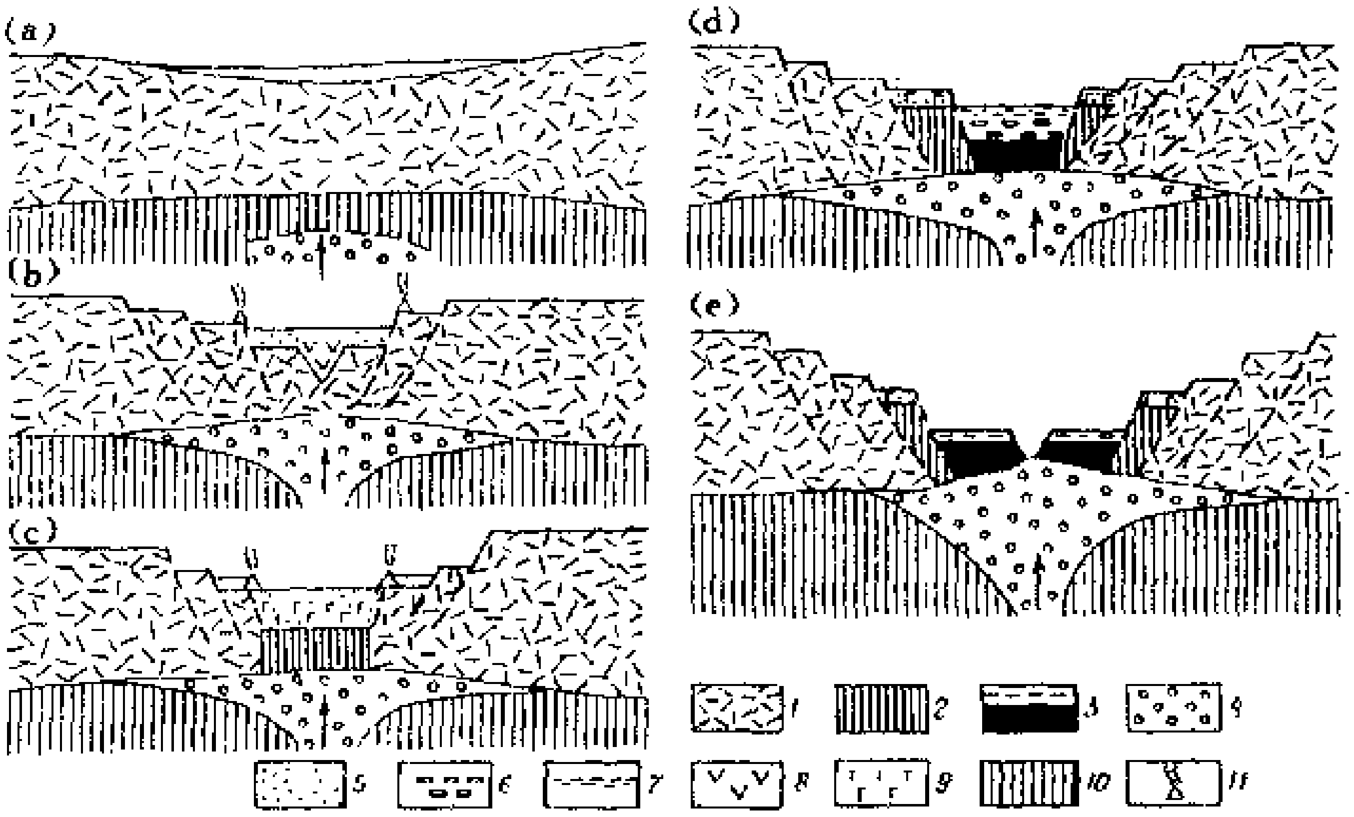


图 18.1 大陆裂谷的形成(a)和发展(b)；
过渡为陆间扩张带(c)、早期扩张带(d)和发达的扩张带(e)

1—大陆壳，2—过渡壳，3—洋壳，4—热和膨胀的地幔，5—陆相沉积，6—蒸发岩，7—浅海沉积，8—碱性火山岩，9—拉斑玄武岩，10—正常地幔，11—火山

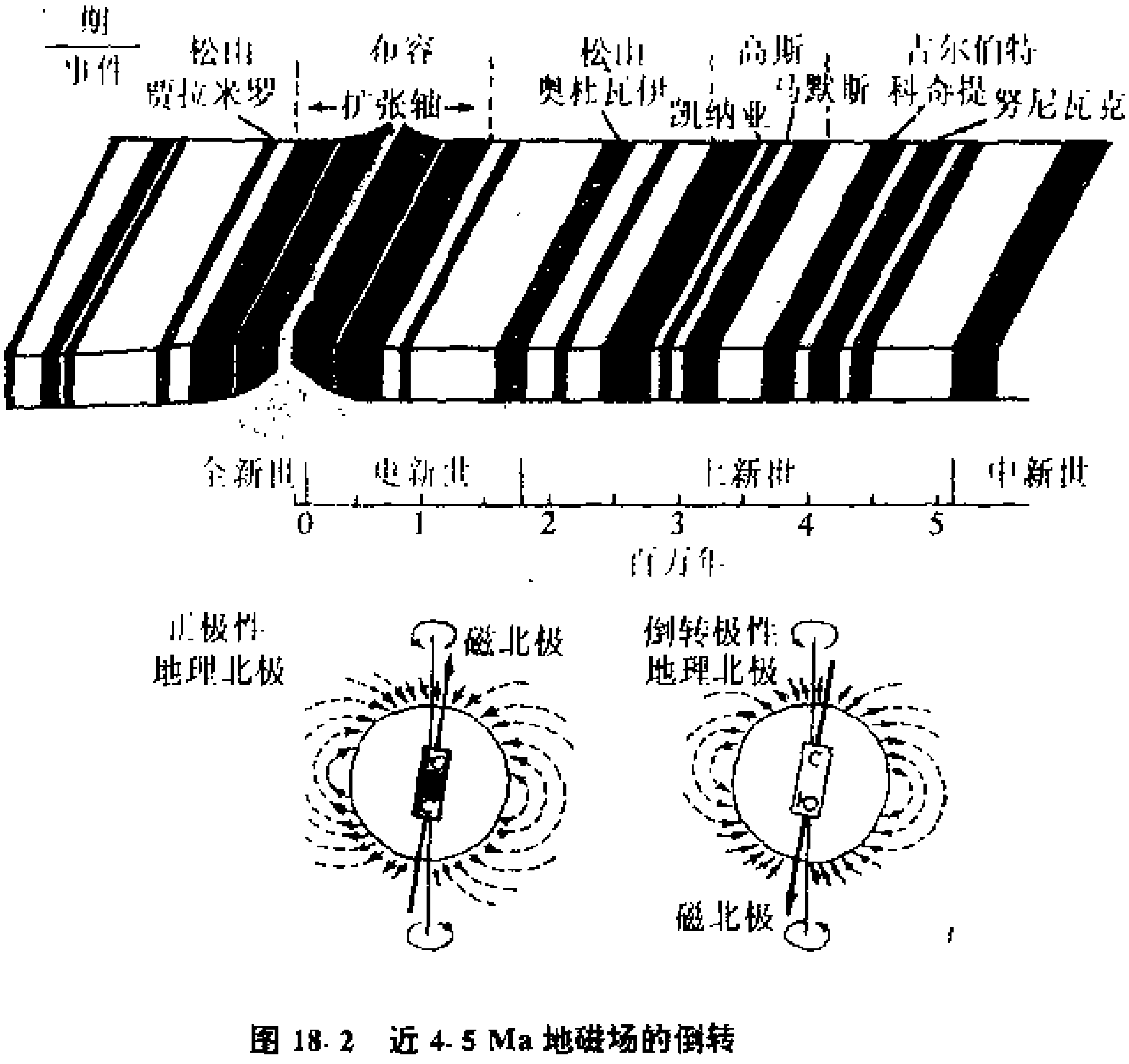


图 18.2 近 4.5 Ma 地磁场的倒转

这个卓越思想的证明，是在大西洋、印度洋和太平洋中都有完全相似的磁异常图形。1967 年，美国拉蒙特海洋观测站的一组学者根据这些资料建立了地磁场倒转年表，并检验了近 80

Ma 以来的磁异常，后来这个年表包括了近 160 Ma，并用意大利北部的实际剖面作了检验。

1965 年，加拿大地球物理学者威尔逊(T. Z. Wilson)提出了一类横过洋中脊，并使裂谷和磁异常条带错开的**转换断层**，他还指出火山岛的年龄向大洋边缘变老。

地震学对新概念的发展有很重要的贡献。震源的准确定位表明地震的分布是极不均匀的，几乎都分布在大洋中脊裂谷、岛弧和大洋边缘深海沟向陆一侧的大陆坡以及年轻的阿尔卑斯喜马拉雅造山带和部分次生造山带(见图 13.13)。同时，位于这些地震带之间的广大地区几乎是无震的。这张图使人们有理由推测，岩石圈被分成数量有限的刚性、完整的板块，这些板块之间以其地震活动性的边界带隔开。

地震学家们还确定了是什么样的应力引发了地震：挤压，拉张和剪切，同时还确定了这些应力的方向。这些研究的结果说明，在大洋中脊裂谷区以水平拉张为主，在大洋边缘以挤压为主，压应力轴平行于毕乌夫带的方向，而沿转换断层则是剪切应力。

2. 岩石圈板块构造

所有上述成就都为提出一个范围广泛的活动论构造概念提供了基础，它不仅涉及大洋，而且也关系到整个地球。这样的概念终于在 1968 年，在一系列地球物理学家(主要是美国的)的文章中被提出，这个概念被称为**新全球构造**或**板块构造**。后来，板块构造的名称以其简洁的优点淘汰了前一名称，但更准确的名称应该是“**岩石圈板块构造**”。

岩石圈板块构造的要点是什么?

(1) 相对刚性和脆性的岩石圈被分成数目有限的(7 大和 7 小，见图 13.14)板块，板块被大构造带分开。沿板块边界，板块发生相对运动，震源集中于这些构造带，板块的划分正是依据震源集中带(见图 13.13)。

(2) 板块之间的相对运动有三种类型：在大洋中脊裂谷区两侧的板块向相反方向运动，深海沟和岛弧带两侧的板块相向运动；而沿转换断层两侧的板块为平移运动。所有这些运动都是在球面上发生的，因此要遵从**欧拉定律**。根据这个定律，板块运动的轨迹应该是围绕扩张轴的圆弧，扩张轴通过球心，轴在地表出露的位置称为**扩张极**，圆弧与转换断层一致或平行。作转换断层的法线，交于一点，就可以找到扩张极(图 18.3)。根据震源区相对运动方向的资料也可以确定板块的相对运动。

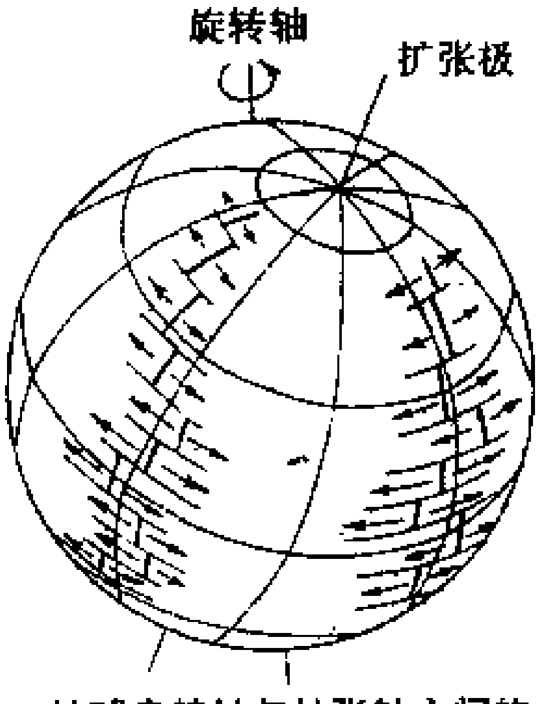


图 18.3 地球自转轴与扩张轴之间的关系

箭头 扩张方向和相对速率，实线 扩张轴，与实线相垂直的细实线 转换断层

(3) 推测由于有大洋中脊带的扩张和大洋边缘带的挤压互相补偿，地球的体积基本上不变。大洋边缘的挤压导致岛弧和海沟的内坡(近陆侧)的地壳发生强烈变动(图 18.4)。

(4) 板块水平运动的可能原因是地幔热对流。洋中脊及其裂谷位于对流的上升支之上，而深海沟则位于对流的下降支之上(图 18.5)。这种情况可以从裂谷处热流值高、海沟处热流值低的事实得到证明。新形成的大洋岩石圈在从洋中脊向海沟运动过程中渐渐变冷，密度变大，厚度也变大(软流圈物质从下面向上添加)，其结果是出现向下的垂直运动。大洋边部的深海钻探结果发现，沉积物自下而上由浅水相变成深水相，以及珊瑚礁下沉，顶部被削平而变成所谓

图 18.4 增生楔构造模式：相的分布

1 大陆架沉积，2 大陆坡沉积，3—深海沟沉积，4—深海平原沉积，5 —固结洋壳

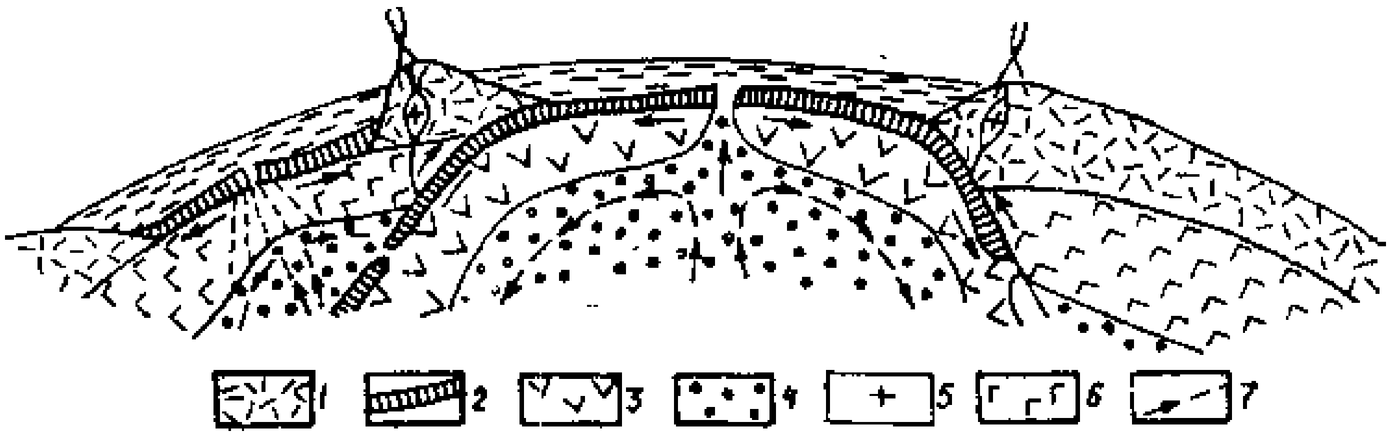


图 18.5 板块构造总示意图

1—大陆壳，2—大洋壳，3—大洋岩石圈地幔，4—软流圈，
5—花岗岩，6—大陆岩石圈地幔，7—地幔对流

盖约特的事实都可以作为证据。最后，大洋岩石圈可以变得比位于其下的软流圈还要重，并沿着深海沟的向洋一侧的坡沉入软流圈。

我们想强调指出的是，以上叙述的概念与魏格纳的经典活动论是不同的：

（1）板块构造认为，水平运动发生在岩石圈和软流圈之间，而不是发生在地壳的底部或“花岗岩”层的底部。

（2）漂移的不是大陆，而是岩石圈板块，后者可以包括大陆，也可以包括相连的大洋部分（直到大洋中脊）。

（3）板块的运动严格遵守球面几何定律，其运动情况可以用计算机处理。已知板块的现代位置、扩张极的位置和板块运动的速率、方向，在计算机上可以恢复板块在地质历史的任何一个时期中的位置，也可以预见它未来的位置。既然随着大洋地壳年龄的增长和距初始位置（裂谷）距离的增加而有下沉作用，而且这几个变量之间有着简单的数学关系，因此就有了恢复地质历史中任何一个时期海洋深度的可能性。这为一门新学科——古海洋学的形成开辟了途径。最后，板块构造所采用的运动学机制与魏格纳大陆漂移机制完全不同，板块构造的运动学机制与地幔对流相联系。

1963 年所奠定的板块构造基础很快得到证明，首先是从同年开始并延续到 1983 年的深海钻探计划实施过程中得到的资料。在各大洋共钻了 650 多个孔。钻孔资料表明，大洋沉积层的底板以及第二层的玄武岩的年龄都是从大洋中脊向大洋边缘有规律地增大，在每一个点上所获得的年龄与根据磁异常条带预测的年龄一致。始于 1974 年的利用潜水工具对洋底的研究，证实了洋中脊裂谷的扩张性质和转换断层的平移性质，而在 1983—1985 年所公布的卫星

激光重复测量和各大陆、大洋个别点的无线电干涉测量结果，总的来说，能证明板块之间相对的水平运动是现实的(这项研究仍在继续)。

板块构造的要点经受了实践检验。它所具有的预见能力(如根据磁异常确定洋壳年龄，海洋深度与洋壳年龄之间的依存关系等)，说明岩石圈板块构造是地质学史中第一个科学的理论，它不同于在地质学历史中频繁更迭的众多的构造假说。当然，这并非意味这个理论的所有方面都是绝对真理，也不是说它对地球构造历史的解释已经是全面的了。

板块构造的初始方案主要用于解释大洋的形成，而最老的大洋壳年龄不超过 160 Ma。因此，应该阐明的是板块构造机制在侏罗纪以前是否已经起作用了，是否参加了年龄达到几乎 4000 Ma 的地壳形成过程。解决这个问题的关键是在 1969 年时所确认的大陆造山带中的蛇绿岩组合与现代洋壳的相似性。这种相似性导致大陆地壳是通过地槽过程由洋壳转变而来的认识(见第 13 章)。由深断裂控制的蛇绿岩出露带可以看成是古板块的边界，如果有高压变质带和钙碱性火山岩、花岗岩带与之伴生，则可以认为它是古俯冲带。因为从晚前寒武纪起，已有确切的蛇绿岩和高压变质岩组合，所以可以推测板块构造在最近的 1500 Ma 的地球历史中已起作用了。至于早前寒武纪，因为资料还不确实，甚至相互矛盾，使研究者们中有的认为有板块构造作用，有的否认有板块构造作用。最可能的是从太古代开始有与近代板块构造模式相区别的某种模式起作用，到元古代，已有与近代相似的板块构造模式了。

对于板块构造来说，最困难的问题莫过于岩石圈的运动机制了。一般来说，将其与地幔对流相联系，虽然地幔对流的存在本身并不引起太多的怀疑，但具体的联系形式，对流的性质、方向，对流所涉及的深度等所有问题都还在争论之中。关于地球内部热的主要来源问题也在争论：一些学者认为热主要来自天然放射性元素的蜕变；而另一些学者则认为热来自地幔物质的重力分异。另一个争论问题是洋壳发生俯冲和消减的机制。不确信的还有岩石圈的扩张和消减之间是否经常地、自动地处于平衡状态。构造变形的间断性质似乎暗示着地球体积有某些脉动，其幅度可以达到地球直径的百分之几。也许在脉动的背景下还有长趋势的收缩，这种长趋势的变化与所含的天然放射性元素的消耗以及地幔重力分异速率的减缓有关。因此，在收缩和脉动假说中可能含有某些合理的内容。可以更进一步说的是，地球自转速率的变化也有一定意义。自转速率变化所引起的地球球度的变化应该在地壳中引发应力，用以解释与自转轴有一定关系的断裂和裂隙——经向、纬向和斜向的。

可以预期，在板块构造的基础上将会出现更广泛和更无所不包的全球构造理论，其中将会有各种假说中的合理部分，也可能包括固定论模式的个别内容。

在 50 年代末和 60 年代初复苏的活动论在各国都引起了强烈反响。

3. 地壳运动和变形及其产生原因

在介绍了上面所有的论述以后，让我们再回到关于地壳运动和变形及其产生原因的问题上来。因为水平运动的尺度较之垂直运动的幅度大得多，我们就从分析水平运动开始。根据岩石圈板块构造理论，板块的水平运动起源于地幔的对流。从洋中脊、边缘海和内海的轴部、还有大陆裂谷向两侧相背运动；而在深海沟带、大陆碰撞带两侧相向运动，运动的速度是 n—20 cm/a。像中亚地区的研究所阐明的那样，水平运动在板块内部可以有很广的分布，从板块碰撞带深入大陆板块内部达千余公里。更小尺度的水平运动，影响深度只是岩石圈最上部的不到 1 km 的范围，这种运动是重力作用所引起的。产生重力滑动所需要的斜坡是垂直的隆起作用所派生的。

垂直运动的原因较之水平运动更多样化。来自软流圈的密度较小的物质上升可造成隆起，这同时也是形成发散的水平运动的原因，而且上升的地幔热柱也是位于其上的岩石圈被加热的原因。大洋底的沉降与大洋岩石圈离开扩张轴以后的变冷有关，沉降幅度最大的地方在海沟。俯冲带上悬板块的上升与沉积层的褶皱、叠瓦构造的发育以及火山作用产物的堆积等有关。正像前面已提到的，区域变质作用和花岗岩化导致陆壳的增厚，随后均衡隆起，形成最初的山系。

再生山脉的形成是大陆板块碰撞的结果。碰撞作用伴随着热流的增大，后者又促使软流圈上隆而使隆起加强。隆起区被剥蚀后，均衡法则使之更进一步隆起，而坳陷中的沉积物能使之进一步下陷。在发育大陆冰盖的地方也因均衡作用而沉降，冰盖消失后则造成隆升的态势。最后，在隆起的项部可因拉张而形成裂谷沉降作用。这样在自然界我们可观察到水平运动和垂直运动之间多样化的相互转化。

最强烈的构造变形——线性褶皱、逆冲断层、推覆构造等与板块汇聚的碰撞作用有关。但在这个过程中泥质沉积物中所发生的物理-化学过程，如泥岩底辟、变质过程中孔隙度降低等也有一定作用。变质过程中还可以产生花岗片麻岩穹隆或长垣的底辟作用。如果有岩盐层的存在，还有底辟的盐丘出现。

宽缓的褶皱、挠曲等对地台盖层是特征的，它们的形成由地台基底断块不均匀的升降运动所决定。

拉张伴随着正断层的形成。全球性的断裂和裂隙系统，像上面已说过的，与地球自转速率的变化有关。

4. 小结

综上所述，地壳的运动和变形不能只归结为一种机制。总起来看，可以认为是下述两种因素相互作用的结果：地球内部放射性元素蜕变热和地幔重力分异热的积累导致岩体的均衡被破坏；另一个是重力作用，它趋向于均衡的恢复。这是恩格斯在《自然辩证法》一书中早已提到过的那种吸引(重力)和排斥(热)之间的斗争。

地球表面的外营力过程是地内因素(重力、岩浆作用)和地外因素(太阳能)相互矛盾所决定的。生物质的能量也有重要的作用，地下的煤、石油、油页岩等都属于石化了的生物质。实际上维尔纳茨基早已说过，所有的地壳物质都曾经过生物圈。如果洋壳俯冲到地幔中的概念是正确的话，应该说，上地幔物质也受过生物质的影响。

第 19 章　人类的地质活动和自然环境的保护

人类的活动积极影响着地壳及其表层。人对地壳的改造过程以及对自然地质作用的影响被称为**人类地质作用**。人类地质作用的强度和规模完全可与自然的外营力作用相比，不过其特点首先在于新。人类地质作用的产生不早于 100 Ma，而一些地质作用已存在了不只一个 1000 Ma 了；第二特点是人类地质作用以无与伦比的速率增长着。

著名学者维尔纳茨基把受到人类改造的那一部分地壳和受人类影响的地球外圈（大气圈、生物圈）合起来，称为**智圈**。

19.1　人类的地质活动

人类的地质活动有以下 5 个方面：从地球获取多种有用矿产，施用各种农业技术措施，建立工业和水利设施，改变自然地质过程，保护地质环境。

1. 获取有用矿产

近 200 年来，人们采掘了大量煤、石油、铁、天然气、泥炭、建材及其他各种非金属，而且采掘量迅速增长着（见表 19.1）。近来每年采掘的非金属矿达到 6×10^8（亿）t。巨大的地上和地下的采空区留在了地壳中。为了从地壳中采 1 t 矿石，大体要同时采出 2—3 t 围岩或顶板岩石，从地壳中采出的地下水也越来越多。

表 19.1　世界采掘最多的几类矿产及采掘加速的情况

矿　　种	20 世纪以前	1901　1904 年	1941　1980 年	1981—2000 年（预测）	总　量
铁矿/(1×10^9 t)	4.0	6.2	20.4	26.6	57.2
煤矿/(1×10^9 t)	9.0	47.5	94.0	80.0	230.5
石油/(1×10^9 t)	0.26	4.5	56.2	62.1	123.0
天然气/(1×10^{12} m^3)	—	1.3	25.8	35.0	62.1
铝土矿/(1×10^9 t)	—	0.37	1.63	2.0	4.0

当然，水和石油采出之后在地壳中也造成空缺，岩石被压实后密度加大，结构被破坏，并引起地面下沉。当开采地下水或油气较多的情况下，地面沉降可能相当显著，例如日本东京的部分地区每年下降达 20 cm，而在墨西哥城，甚至达 30 cm。这些数字说明，人类活动引起的地面下沉不仅与垂直构造运动的速率可以相当，甚至还能超过它。

开采地下水不单是为了供水，在采矿过程中也要采水，目的是为了使矿井中保持干燥。

2. 人类的农业活动

这项活动与地壳最上面的土壤层的改造相关，在松土、灌溉、施肥的过程中，人类参与了风化作用，受到人类改造的土壤每年超过 6000 km^3。

人们在干旱区进行灌溉，每年的面积在 1.2×10^{12} m^2(亿公顷)以上，到本世纪末，这个数字大约可达到 2×10^{12} m^2(亿公顷)。人们还在水过剩的地区排涝，使土壤干燥，对土地的灌溉和排涝势必影响小气候和当地的地表水和地下水的体制。

3. 人类的工程技术活动

建设城市、工厂、水工建筑等对地球上层和大气层都有积极的影响，同时也影响着自然地质作用过程。尤其是占面积很大的大城市建设影响就更大，例如北京占地 1.68×10^4 km^2。现在所有的城市、农村，加上各种工程建筑占大陆总面积的 4%。据预测，到公元 2000 年的时候这个数字将超过 15%。

在大型的工厂区，尤其是化学工厂和矿产选冶和加工工厂区也有很积极的人类地质作用。在这些区有人为的地貌景观，受改造的土壤和植被、大气成分和水圈，在表面堆积了生产废弃物和粉尘。道路建设过程也是很大规模的人类地质作用。全球仅铁路的长度就达到 1.4×10^6 km，铁路建设过程伴有路堤、人工填土、土坝、水渠、隧道等。

各种地下工程已经达到了相当的规模：到 1970 年，各地隧道总长度已达 26,000 km，其中有些在几公里的深处。在日本建成了长 54 km 的海底隧道，连接着本州和北海道。

古人已有穴居的本领，有些集中的居民点相当大。现代的地下建筑则有更大的规模：包括工业、民用、水工、交通、军事设施等，其中有些是多层的，有的深达几十至几百米。第二次世界大战促使地下建筑大发展，仅在德国，地下建筑的面积就有 45×10^4 km^2。

水工建筑的地质作用在于改变周围的环境。以获取廉价电力、改变河水流向和制止泥石流为目的的水工建筑影响更大，其庞大的规模是世人皆知的。

长达几百公里的人工河流，特别是连通各海的苏伊士、巴拿马运河等的地质作用是巨大的，建造过程中挖掘的土石方实在难以统计。

水工建筑改变了地表水和地下水体制。水坝的建筑改造了河道和河流的水动力学状态，例如伏尔加河上所有的水坝建成以后，河水的面积增加了 11 倍。

河水的蓄集也改变着地下水的体制。水位上升，局部出现沼泽化；在干旱地区可能发生土壤的盐碱化。大型水库还改变着小气候，使之朝着减小大陆性气候和增加湿度的方向发展。

人类地质作用是现代过程之一，其规模可以和任何一类地质过程相比，而且它对地壳和地表的影响比任何一类自然地质过程都更多样化。

人类地质作用也像自然外营力过程那样，可以区分出：破坏地壳表层物质、搬运破坏产物和造就新的岩石三个方面。

(1) 地壳物质的破坏　在采掘固体矿产，开采石油、天然气和地下水，建设地下工程的过程中，人破坏了地壳的结构和构造，破坏着地壳各部分之间的联系，使岩石破碎，变小，也就是使之解体，在地表或地下造成空洞，这些过程影响的深度越来越大。露天开采的采坑深度可达几十甚至几百米，煤矿矿井深度已达到 1400 m，某些采金的矿井深度达 3800 m(印度)或 4000 m(南非)。科拉半岛的超深钻达到 12000 m 以上，在美国开采天然气的深度已达 9000 m。

(2) 搬运被破坏物质　搬运主要沿垂向，即自下而上，达到地表或大气层。搬运矿石和围岩的量很大，如南非开采金刚石，每年采含金刚石的岩石达 1×10^8 m^3；又如，前苏联采金刚石，每年开采的矿石量达 10×10^8 m^3。现在，山地工程和各种建筑工程中，每年从地下挖掘的岩石达 1 km^3。这个数字可与每年河流所搬运的冲积物的体积相比。人从地下开采的流体，如石油、水和天然气的量更大。

人的搬运作用不只是从地下向地上，而且也有相反方向的搬运。根据1963年的统计数字，因农业施肥，加入土壤的肥料达 0.364×10^{8} t。在石油开采区为了保持石油的压力，需要向地下注水；在工程建设和打钻中，为堵住裂隙，需要通过钻孔注入胶状液，特别是在干旱区建设大型地下淡水库或石油、天然气的贮藏库时，需要把裂隙封闭起来。这类地下工程的数量和用途与日俱增。

(3) 造就新的岩石　人类地质过程中造成的新岩石数量也是很大的。首先是人类参与形成土壤的过程。在人的作用下所形成的土壤与当地自然条件下所形成的土壤往往有很大不同。在各大陆都有很大范围的这类成壤作用。

在矿产开采加工过程中形成大量新的松散沉积物和化合物。这些沉积物以透镜体、层、小丘的形式堆积起来，有时在地表堆积成山。在煤矿区，废石堆成高高的黑色锥状山丘。老的采矿场和采石场附近，一般都有几平方公里的低缓丘陵，由废石堆成。废石堆有自己的结构和构造。

人类活动的遗弃物在地表堆积起来，称为"文化层"。在大的居民集中区文化层厚度较大，达数十米。文化层一般成分复杂，呈灰、褐色，由生活弃物和土壤混合组成，形成层状或透镜状。

在人类的工业活动中，有许多固体质点随空气上升，然后再下沉，形成粉尘沉积，其数量在大工业中心附近最大，有的地方，一年当中接受的粉尘有365 t/km^2 之多。工业粉尘也可以沉积在水库、天然湖泊等水体中，在底层形成特殊的泥。

19.2　地表形态的改变和人为景观

人类地质作用对地表形态的改造最为显著，在这方面也能与自然外营力作用相比。在一些情况下，人使地表变平；在另一些情况下，又使地表形态发生分异，形成沟、渠、山丘、阶地等。由于人类的活动所造成的地貌景观被称为**文化景观**，包括以下类型。

(1) 城市或建筑景观　其特点是对原有的地貌、土层和水系进行了完全的改造。

这里，人对地貌的改造不仅触及了地形和地表水系，而且还涉及到了其他景观要素，如地下水位下降，采水漏斗的形成(有的深达30 m)，某些含水层的消失，中断了与河水的水力联系等。

相应地，大气也发生了很大变化：在大气中出现了粉尘、烟、硫化物气体，这些组分大大高于在城郊林区大气中的同类组合；温度也较郊区稍高(高出1～2℃)；湿度下降，有雾的天气也多了。

(2) 矿山工业景观　以采场为特征，采坑的坡上有台阶，采坑中常存积水，坑坑洼洼的，有如喀斯特地貌；负地形之间为正地形，包括丘状、堤状等。甚至景观的颜色也改变了，一般是褐色或黑色、白色，取决于开采的是什么矿种。

矿山工业景观可以在很短的时期内，在很大范围里形成。

(3) 水利工程景观　以人工水道、水坝以及类似湖泊那样的水域等为特征。在水利工程比较发达的区域，原有的水系几乎完全被改造。由于多级水坝的建设而使地下水位抬高，河道变宽，大面积原来干旱的沙漠和草原可以变成农业区。

(4) 农业地貌　是一类分布最广泛的人工地貌，约占陆地面积的15%，如山坡上的梯田，沙漠和干旱、半干旱草原的改造，围海造田，围湖造田等等。

军工地貌是为了军事目的而建成的各种正地形(丘状)和负地形(沟壑)等。

19.3 地质环境的保护

随着日益增长的对固体矿产、石油、天然气、地下水的开发,对地表形态的改造改变了地质环境中固有的各种关系。这样的改变一般来说都是不可逆转的,并常朝着明显对人类有害的方向发展。例如,采矿过程在地下形成的采空区,过量开采地下水所造成的地面沉降和土壤水减少以至消失等,都能使重力作用加强,产生塌陷、滑坡等等。这些作用使地表发生的变化既不利于工业建设也不利于农业开发,形成了所谓"坏地"。现在,这种人为的"坏地"已占陆地总面积的3%。

无秩序地向地表倾卸废物,向大气排放烟尘和有害气体,造成环境污染,改变小气候,给动、植物带来危害,其中也包括人。为了预报和预防这些人类地质作用的消极影响,现在已经形成了一个独立的地球学科分支——**地质环境保护**。它的任务包括预报人类地质作用对地质环境的改变,以便从最有效地减轻对环境破坏的角度计划地质勘探工作,和与矿产开发、水工建设以及农业生产有关的工作。属于地质环境保护的还有恢复(全面或部分地)地质环境中固有的各种关系,保护生物圈、水圈、大气圈;与有害的自然地质作用作斗争,预防各种自然灾害也属于地质环境保护范畴。很显然,地质环境的保护首先是地质学家的任务,从事这项工作的主要是工程、水文地质学家,地球化学家,石油、天然气和地质矿产学家等。

地质环境的保护是整个人类环境保护的必要组成部分,因为地质环境是自然环境中不可缺少的一部分。

第 20 章　地质科学发展的基本阶段

地质学是最古老的自然科学分支之一。地质学的历史可以分成三个主要阶段:地质知识的原始积累阶段,初始地质概念形成的阶段,科学地质学的形成和发展阶段。

第一阶段实际上与人类的出现同时开始,以由人手工制造的初始工具为标志。还在文明出现的早期,人们已经学会了寻找、获取和利用石头、粘土、砂子、一系列金属矿、许多矿物和地下水。当然,这些都要求某些关于它们产生条件的初步知识。那些激烈的自然现象,如火山喷发和地震,也不会不引起古人的注意。最初,这些自然现象都被神化了,对它们的解释披上了神话和传说的外衣。天、地和水被视为主要的神。这些神话和传说以文字的形式从古巴比伦和古埃及的时代一直传到了现在。

1. 古希腊和古罗马时期

向第二阶段——初始地质概念形成的阶段过渡与在东地中海古希腊国家的出现和繁荣相关。古希腊是所有科学的摇篮,不过这些科学最初是合成一门学科的,即自然哲学,它合自然知识与哲学于一身,实际的和观察资料的不足被智慧和逻辑推理所补偿。自然哲学首要的任务是寻找世界观的基础,但最初考虑到的是各种不同的"物质":一些人认为是水,另一些人认为是空气,第三部分人认为是火,第四部分人认为是土,第五部分人认为是混合物质。在古希腊思想家的著作中提出了关于地球的具体概念;一些人得出了关于它是球形的正确结论,有的人甚至认识到了地球内部存在着火-流体物质,这些物质供给了火山喷发和热泉。然而,最伟大的自然哲学家之一的亚里士多德及稍后的托勒玫,把地球放在了宇宙中心的位置。但亚里士多德正确地认识到地球在不断地演化,并正确评价(甚至有些过高估计)了流水和地下水在改变地貌方面的作用。亚里士多德做了对矿物和岩石进行分类的最初的尝试。古罗马的思想家是古希腊人的精神继承者并丰富了他们的成就。古希腊和古罗马科学的繁荣时代从公元前 7 世纪延续到公元 5 世纪,它随着罗马帝国的衰落而结束。

下一个阶段延续了 1000 年(在西欧是 5—15 世纪),它以科学发展的停滞为特征,这与中世纪封建社会宗教的统治有关。因为古希腊和古罗马作者的著作明显地与基督教义相矛盾,因此阅读这些著作是被禁止的。稍晚,当最早的大学出现以后(12—13 世纪),从古希腊和古罗马的自然哲学中只选取了那些与宗教不矛盾或可以按照教义给予解释的部分,古希腊和古罗马时代的地质概念就这样被否定了:地球及其生物界的现代面貌被认为是上帝创造的,而且是一次性的事件,它的某些改变是被能够承认的洪水所造成的。在距离海洋很远的地方,有时是在山里找到的海洋生物化石,虽然古希腊人曾给予正确的解释,但这时被认为是所谓的"大自然的游戏"。违背教义被残酷地惩罚,直至送到宗教法庭审判(13 世纪)。东方及其阿拉伯文化,特别是我们中亚地区是这一黑暗时期幸运的例外。这里,在现代的乌兹别克和塔吉克地区,在 10—11 世纪曾经生活和工作着出色的学者毕鲁尼(А. Р. аль-Бируни)和伊伯西纳(А. А. Ибн Сина)。像那时的阿拉伯世界的其他代表人物那样,他们不仅保留了从自己的古希腊和古罗马先躯者们继承的科学成就,而且发展和深化了它们。

2. 复兴时期

然而，即使是在西欧，封建主义和教会的统治也不能阻止手工业和科学思想的发展。采矿业发展了，出现了火药、指南针和纸（这三项都是中国的发明），产生了印刷术（15 世纪）。所有这些都是过渡到新时期——复兴时期的准备（15 世纪中叶—18 世纪中叶）。在人类历史上，这是从封建主义向资本主义过渡时期的开始，是资产阶级革命的阶段。在这一时期，古希腊和古罗马科学的成就得到了应有的承认，并且在此基础上又有了新的开创，奠基了现代自然知识。在地质知识方面也是如此，对于地质学来说，这是一个使它成为独立学科的准备阶段。哥白尼日心体系宇宙观的确立，开普勒和伽利略天体力学规律的发现，牛顿万有引力定律的发现（17 世纪），以及在此基础上由康德所建立的第一个宇宙成因假说（18 世纪中叶）等，都成了建立独立的地质学科的基础。在地质学领域本身，卓越的达·芬奇（L. Da Vinci）第一个回到了关于地表形态的演化和化石形成的正确概念。

在 16 世纪中叶，德国学者阿格里科拉（G. Agricola）在自己的著作中总结了到那时为止所积累的找矿和采矿的全部经验，划分了它们的产出状态，提出了矿物和岩石的分类方案，并以从地下水中沉淀解释了矿产的形成。稍晚，法国人帕里西（B. Pallissy）也提出了类似的思想。丹麦人斯坦诺的活动已到了 17 世纪，他曾在托斯卡纳（意大利）工作。由他确立了成为地层学、大地构造学和结晶学基础的若干原则。

在 17 世纪哲学家笛卡尔（R. Descartes）和莱布尼茨（G. W. Leibniz）的著作中，我们可以找到关于地球发展的初始思想。他们认为，地球开始是一个熔融的球，在变冷的过程中形成了硬壳，环绕地球的水蒸气在后来浓缩时就形成了大洋（莱布尼茨）。按笛卡尔的意见，在石质壳，即地壳之下存在着可以从中产生金属的层，在内部热的作用下金属被带出到地壳，形成矿脉。笛卡尔和莱布尼茨都认为，地表的形态是由于部分地壳塌入地下空洞中造成的（斯坦诺也这么推测），在沉陷的区域被灌上水，并有沉积物的覆盖。

与以上学者不同，英国人胡克（R. Hooke）和意大利人莫罗（A. L. Moro）（18 世纪上半叶）认为造成地表形态的主要作用是内生过程：首先是地震，其次是火山喷发。

3. 18 世纪中期和末期

18 世纪中叶是地质学以及整个自然科学发展的决定性转折时期。从这时以后，开始了地质学史第三阶段——作为独立学科形成和发展的阶段。在这一转折中有三位卓越学者的活动起了主要作用——罗蒙诺索夫、维尔纳和赫顿。布丰的工作也具有实质性意义。所有这些学者的观点都基于对地球的发展有明确的思想，他们一致认为地球的发展是自然的，而不是神的原因决定的。在罗蒙诺索夫 1763 年的著作《论地球层》和 1757 年的著作《关于由地球的震动而产生金属的话》中，上述思想表述得十分明确。罗蒙诺索夫还明确地将改变地球表面的因素分成内和外的两类，并给内部因素以决定意义，但他同时指出，外部因素的意义随时间的推移将有所增长。罗蒙诺索夫认为地壳运动和火山作用的共同原因是“地下火”，他推测了“地下火”的起源，但并不那么清楚（包括岩石相对移动引起的摩擦，煤和硫磺的自燃等）。按照罗蒙诺索夫的想法，这个过程既可以引起上覆岩层的隆起，也可以形成“显示火的山”。因此，在地壳运动中隆起是主要的，而“与山俱来的是山谷”。

另一位地质科学的奠基人——苏格兰的赫顿在很大程度上具有与罗蒙诺索夫同样的思想，同时也是第一个构造假说——隆起假说的提出者。他在《地球的理论》（1788，1795）的著作中，把“地下火”的概念具体化了，指出地下火的源泉是地球深部物质的熔触，后来这种熔融物

质被称为岩浆。按照赫顿的意见，地球历史是由无数个旋回组成的，旋回是长时期的大陆被破坏，伴随着该过程在洋底发生破坏产物——沉积物的沉积和短时期的海底隆起，火成岩的侵入和喷出相互交替。隆起和火成岩的侵入与喷出是"地下火"的作用。虽然在这个概念中含有某种程度的真理，然而并不优于稍早或几乎同时由罗蒙诺索夫和法国学者布丰(1788年，《自然的时代》)所提出的关于地球发展阶段性的思想。不过与圣经的6000年相比，所有这些学者都将地球历史的时间范围大大扩展了(布丰认为是0.07—0.075 Ma，罗蒙诺索夫认为比这还要长得多，而赫顿则认为在自然界中"既看不到开始的痕迹，也看不到结束的标志")。所有这些学者都自觉地运用了现实主义方法，而现实主义方法可以朔源到毕鲁尼和达·芬奇。应该补充的是，布丰在《矿物的自然历史》一书中(1783—1786)，阐述了矿物和岩石从地球的初始熔融物质中形成的完美理论。

地质学第三位奠基人(如果算上布丰则为第四位)是萨克逊人维尔纳，他的观点与其他人的观点在许多方面是矛盾的。维尔纳和他众多的后继者给予外部的、外源的过程，首先是水的活动在地球"生活"中以特别大的意义，所有的岩石，包括玄武岩和花岗岩都被他们视为是从水中沉积的；所有的矿物和矿石也都被认为是水成的。维尔纳及其支持者推测，地层的层理具有全球分布的特征，它们一圈圈地包着地球。层理的倾斜和弯曲被解释成或者是在不平的海坡上沉积，或者是在某些情况下塌入地下空洞而造成的，而火山活动则与地表以下不深处的煤或者硫磺的燃烧相联系。

维尔纳推测，最初整个地球都被海水所覆盖，海平面渐渐下降，出现了大陆并引起沉积物性质的改变。维尔纳将岩石建造分成5个，其中前三个以完整圈层的形式包围着地球：

(1) 原生的(花岗岩、片麻岩等)，是通过化学途径从大洋水中沉积的；

(2) 过渡的，部分是化学沉积，部分是碎屑沉积；

(3) "成层的"，主要是碎屑沉积；

(4) 冲积的(砂、粘土、泥炭等)；

(5) 火山的，后两个建造只有局限的分布，并且是不久以前形成的。

将岩石划分成具有时代意义的组合正是维尔纳学说中主要的进步因素，它为地层学(历史地质学的基石)的形成打下了基础。维尔纳的划分方案与那个时代由阿尔杜伊诺提出的方案相呼应，后者将意大利北部的沉积层划分为第一层、第二层和第三层，后来改名为古生代、中生代和新生代(阿尔杜伊诺提出的名称直到今天在意大利和法国的文献中仍然使用)。维尔纳是世界上第一所专门的矿业学堂的教授。这所名为弗拉别戈矿业科学院的学堂成立于1765年(只是在此后不久，于1773年开办了彼得堡高等矿业学堂，后改为矿业学院)，他有许多学生和继承人。维尔纳的科学方向获得了**水成论**的名称，赫顿的方向被称为**火成论**。水成论者和火成论者的划分还在古希腊时就有了：前者认为，在所有的基本元素中，水是主要的，而后者认为火是主要的。在18世纪70年代—19世纪20年代期间，水成论和火成论者之间燃起了激烈的斗争，其余波直到现在还可感觉到。这场斗争以火成论者的胜利而告结束，其中德国学者洪堡(Karl F. W. H. Humboldt)和布赫(C. L. von Buch)的著作起了不小的作用。他们二人都是维尔纳的学生和原来的支持者，但在现代的和不久前活动的火山地区做了一系列旅行之后，他们相信自己老师的思想是站不住脚的，相信火山在形成岩体中有很大意义。他们得出结论：火山通过线状断裂带与地球深部相通，在地球历史中，周期性发生灾变的火山活动期，火山每一次都沿一定的方向活动；生物界组成的剧烈改变也可能是这些灾变引起的(见下文)。这样，火成论就和

灾变论紧密地结合起来了。

4. 19 世纪中期

(1) 古生物学和生物地层学的诞生

然而，发生在 19 世纪上半叶的地质学科发展的第二阶段的主要事件是古生物学的诞生以及与之相关的生物地层学。这些学科的奠基人是英国的测量员施密斯、法国的居维叶和布朗尼亚尔。他们注意到了一个重要的事实，即地层的每一层都有自己特征的古生物组合。这就为辨认和对比甚至相互不连续的某一沉积层的露头和确立它们产出的顺序建立了基础，即可以建立时代顺序。这就为地层表的建立奠定了基础。由于在英国、法国、比利时和德国的加紧研究，到了 19 世纪 40 年代初以前，现代概念中的显生宙地层表实际上已然制定了，划分了系、统和阶(除了二叠系是 20 世纪 40 年代在俄国建立的以外)。这是地质学发展史中真正的英雄时期

古生物本身的研究也并行地开始了，其先驱者们是居维叶(脊椎动物学家)、拉马克(无脊椎动物学家)、布朗尼亚尔(植物学家)等。这样就诞生了古生物学，然而就在它发展的早期，针对地质历史中动物和植物变化的历程和原因就展开了思想斗争。拉马克及其支持者是演化论者(均变论)。他们认为，从一个阶到另一个阶，从一个系到另一个系，生物组合发生逐渐变化，在外部环境改变的影响下，一些生物绝灭了，而另一些生物出现了(此学说也称为拉马克主义)。而居维叶，尤其是他的继承人则坚持，动物和植物组合在地层界线上的改变是突发和剧烈的，他们以地球表面同样剧烈的转变解释动植物一些种的消失和另一些种的出现(种被认为是不变的)。在不承认一些种可以渐变成另一些种的情况下，他们不得不求助于"神灵在每一次地质灾变之后重复多次地创造"的观念。

尽管被称为灾变论(创世主义)的极端灾变概念的明显荒谬性，但在初期它压倒了拉马克的演化主义。然而好景不长，苏格兰地质学家赖尔在 1830—1833 年出版了三卷本的《地质学原理》。按恩格斯的说法，这本书把理智带进了地质学。

赖尔始终一贯地运用现实主义方法，以如下的简洁形式表示："现在是了解过去的钥匙"。他从三个基本点出发：第一，改变地球面貌的力在全部的地球历史过程中就其性质和强度来看是一样的，这就是同一样式原则，或称为一致化主义；第二，这些力作用缓慢，但不间断；第三，这些在漫长地质时代里的缓慢变化合起来，就导致了地球上的巨变。这一系列的观点虽然较之洪堡、布赫、居维叶等人的灾变论前进了一大步，但具有某些方法学方面的缺点，这一点恩格斯也指出来了。尽管按照赖尔关于地球表面以及相应的生物生活条件变化的学说，应该很自然地得出生物界进化的概念，而且进化论的奠基人达尔文自认为是赖尔的学生，可是赖尔本人却长期反对这个理论，并坚持创世论。他的一致化主义妨碍了他承认在第四纪时期存在巨大冰盖的事实，他把广泛分布于北欧平原的波罗的地盾岩石的漂砾解释成冰水带来的。只是到了 19 世纪 50—60 年代，俄国学者和瑞典学者才证明了这些观点的错误性，并建立了冰盖理论。然而，所有这一切都不能导致低估赖尔在奠定现代地质学方面所做的巨大贡献。

从在地层学中运用古生物学的方法和显生宙地层表的建立开始，就开创了在大陆地表开展地质填图的研究手段。诚然，第一张地质图还在 18 世纪后半叶即已出现了(俄国的外贝加尔图)，但这些图纯属岩性分布图，而没有历史内容。真正地质填图的开创者是施密斯。这项事业很快在欧洲的大多数国家，包括俄国开展起来了。而从 19 世纪 30 年代起，西欧建立了国家地质机构。

随着地质填图的开展，开始认识到了山体中复杂的褶皱-推覆构造，而这些构造在隆起假

说中找不到解释。因此,法国地质学家博蒙于1829年提出了收缩假说(见第18章)。这两个假说进行了30 40年的争论之后,博蒙的观点获得了胜利,以致于在整个19世纪后半叶的理论地质学中处于统治地位。

(2) 岩石学、矿物学和大地构造学等学科的诞生

19世纪前半叶中,在关于地壳物质的学科中也有明显的进步。还在18世纪末,法国学者就已然奠定了构造结晶学的基础,而到19世纪中以前,建立了结晶对称的基本型。在这方面的先驱者是罗蒙诺索夫,他深刻地论及了结晶的本质,推测结晶是根据球形质点分布的规律生长的.

矿物学领域的主要进展是提出了在化学基础上的矿物分类,其中有瑞典学者克朗斯泰特(1930)、伯齐利厄斯(1931)和罗蒙诺索夫的学生、矿物学家谢维尔金(1932)。谢维尔金在发展其老师思想的同时,提出了相邻性学说,也就是矿物有规律地共生。此后很久,德国矿物学家布赖特豪普特(1932)称之为共生。这时出现了矿物的类质同象和多形概念(米切利希)。岩石学也迈出了最初的步伐。

戈龙正确地将岩石定义为矿物的集合体,并提出了第一个基于此概念的岩石分类(1822)。布朗尼亚尔已区分出了火山岩、变质岩以及沉积岩。在建立岩相学——岩石学中起过重大作用的是德国学者瑙曼(K. F. Nauman),他是地预测学教科书(1847)的作者(当时把地质学称为地预测学)。

关于矿产形成学说的诞生也在这个阶段,它的渊源可以在罗蒙诺索夫的《关于从地球的震动产生金属的话》中找到。这个学说发展的一开始就以维尔纳和赫顿的支持者之间关于矿脉形成观点的激烈争论为特征。这两种观点都有实质性缺点。博蒙创立了水热理论,将矿脉从水溶液中沉淀和矿具有很深来源的思想结合起来,从而克服了两种观点的缺点。在博蒙以前研究这个问题的一位著名的学者是彼得堡的索克洛夫(Д. И. Соколов)教授。

在19世纪的后半叶,开始了地质学历史发展的新阶段。达尔文著作《物种起源》的问世对地质学产生了巨大影响,更何况达尔文本人还有地质著作。达尔文学说在俄国传播的先驱是鲁利耶(К. Ф. Рулье)和休罗夫斯基(Г. Е. Щуровский)。进化思想开始向所有的自然科学渗透。在地质学中,这表现在出现了进化古生物学,也表现在古地理学以及整个地史学的发展。卡尔宾斯基(А. М. Карпинский)给出了古地理图的范例——俄罗斯平原的古地理图。在19世纪末,诞生了关于地表形态的科学——**地貌学**,它的奠基人之一是美国学者戴维斯,他的观点具有显著的进化色彩(关于地形演化阶段性的学说)。

在地质学中,新分支**大地构造学**的出现和地槽学说[美国学者霍尔(J. Hall),1859;丹纳(J. D. Dana),1873]是进化方向的一个鲜明的表现(大地构造一词是瑙曼1880年的术语)。在19世纪末出现了地台的概念(修斯)。地台的学说是由俄国学者卡尔宾斯基和帕夫洛夫提出的,在20世纪初得到了继续发展。法国地质学家奥格(G. E. Haug)首次把地槽和地台(他称之为大陆区)明确对立起来。地壳划分为相对刚性的地台[原来被科伯(L. Kober)和施蒂勒(W. H. Stille)称之为克拉通]和更塑性的地槽,这似乎可以解决了收缩论者所面临的问题,即为什么褶皱作用不一下子席卷整个地球?在19世纪末和20世纪初,修斯在其著作《地球的面貌》中首次对全球地质进行了基本总结。

在这个阶段,在关于地壳组成的学科中,岩石学占据了首位,这是因为发明了偏光显微镜[英国人索尔比(H. C. Sorby),1858]。在显微镜下,通过透明薄片研究岩石,开创了岩石包括火

成岩的结构-矿物分类。这样的分类，提出者是德国的石学家泽克尔(F. Zirkel，1866)、罗森布施(K. H. F. Rosenbusch，1873)和法国岩石学家米歇尔-莱维(A. Michel-Levy)。后来越来越注意岩石化学成分的意义。卓越的俄国岩石学家列文森-列辛格(Ф. Ю. Левинсон-Лессинг，1897)建议了根据岩石化学成分标志的分类。对于岩浆岩成因和多样化的原因开始了活跃的讨论，产生了关于岩浆是一种硅酸盐熔体——溶液的概念；开始了岩浆源数目的争论(单元——玄武岩质的，二元——基性和酸性的，或者是多元的)；提出了岩浆分异的概念——结晶分异或者液态分异，关于围岩同化混染的概念。开始了变质作用学说的发展，分出了变质作用的几种主要类型。

在矿物学中开展了综合矿物的工作(还在18世纪末—19世纪初就有了初步的尝试)；最复杂的硅酸盐类矿物引起了特别注意；改进了矿物的化学分类；俄国的天才学者费德洛夫在结晶学领域取得了卓越成就，在严格的几何学基础上提出了关于结晶形态和结构的学说，并指出只有230个对称要素组合，与之相对应，元素质点进行排列并形成结晶构造。费德洛夫还发明了万能旋转台，补充了显微镜的功能，提供了确定复杂造岩矿物如长石等的光性的可能。他还建议了根据结晶结构确定物质化学组成的方法(结晶化学分析)。

(3) 矿床学和水文地质学的形成和发展

随着矿业的快速发展，矿床学也得到了继续的发展，出现了矿产的基本总结；在主张水热作用和主张侧向分泌假说的支持者之间，展开了争论(所谓侧向分泌是指从旁侧岩石中交代来的金属从冷溶液中沉淀成矿)。但许多学者都曾正确地指出了这两种假说的片面性和成矿过程的多样性。

到19世纪后半叶之前，另一个应用地质学的分支——水文地质学诞生了。水文地质学有着相当长的前历史，但是在19世纪中叶形成了它的最主要部分——地下水动力学；俄国学者提出了土壤水运动的综合理论，涉及地下水是如何产生的问题，指出如下的三种理论：渗滤的(雨水和融化水的渗入)，凝结的(携带蒸气的空气渗入了土地)和深成理论，即岩浆成因的(这种水曾被修斯称为初生水)。

(4) 地震学、地层学和地质填图的形成和发展

在19世纪后半叶，地球物理学开始发展了，首先是重力(引力测量)和地震学。50年代在喜马拉雅山麓所做的引力测量给出了出人意外的结果：这座地球上最高的山脉并不显示出引力的明显增加。为了解释这个奇怪的现象，英国的天文学家艾利(G. Airy)和普拉特(J. H. Pratt)分别提出了两个假说。艾利认为，地表物质的过剩被较轻地壳的加厚所补偿，也就是说，山有根。按照普拉特的推断，这种补偿是由于组成山的岩石较平原之下的岩石密度小而达到的，在以上假设的两种情况下，在深部都将存在地壳界面起伏不平现象的消失和地壳厚度或者密度的变化。这种现象被称为均衡，并认为它在地壳运动中具有重要意义。

地震学是关于地震的学科。最初，人们认为地震与火山活动之间有着直接的联系。修斯指出，除了火山地震外还存在着构造地震，他的学生还补充了第三类坍陷(喀斯特)地震。俄国和匈牙利的学者认为，正是构造地震具有最大的破坏作用。为了记录地震，在俄国，然后是在别的国家，开始使用地震仪，而地震仪的原型于公元2世纪已在中国出现。

地层学和地质填图的发展越来越要求各国地质学家的协同努力。为此，于1878年在巴黎召开了第一次国际地质大会，此后成了定期召开的会议。起先每隔3年，后改为每隔4年召开，在巴黎和意大利城市波仑亚召开的第一和第二次会议上讨论了国际地层表协议草案和地质图

的图例。第七次代表大会于1897年在圣彼得堡顺利召开。

5. 20世纪初期

从20世纪开始，在地质科学发展中又迎来了新的阶段，这个阶段一直延续到50年代末。新阶段的来临直接与物理学和化学的一系列伟大发现相关连，即天然放射性、伦琴射线、原子结构、门杰列夫周期律。这些发现促进了结晶化学（由费德洛夫开创）和地球化学的诞生，并且也影响到其他地质学科的进展，包括地史学和大地构造学。

(1) 结晶化学和地球化学的形成和发展

X射线分析方法的出现，使结晶化学可能成为独立学科。因为X射线分析可以使学者们"看到"各种矿物和化学物质的结晶体内部的结构，这就引起了矿物学的根本改革，建立以结构为基础的新的矿物分类[结构矿物学——别洛夫(H. B. Белов)]。

在矿物学内孕育了一门完全新的地质学分支——地球化学，它的奠基人是伟大的俄国学者维尔纳茨基。他把地球化学定义为研究地球的原子历史的学科，原子历史的含义是各种化学元素（后来扩展到它们的同位素）的分布、迁移和在地球及其各圈层中，包括大气圈、水圈和生物圈中的循环。还在维尔纳茨基奠基性工作之前，美国地质调查所的化学家克拉克就在一本名为《地球化学资料》(1908)的书中做了确定各种元素在地壳中的含量的尝试。为此，国外人们认为克拉克是地球化学的开创人之一。但克拉克所提出要解决的问题远较维尔纳茨基及其学生和支持者费尔斯曼（第一本教科书和四卷本《地球化学》的作者）所提出的要窄。当然这不抹煞克拉克的功绩，由他所确定的地壳中各种元素的含量数值在世界科学界称为克拉克值。地球化学的开创人之一还有挪威的矿物学家戈德施米特(V. M. Goldschmidt)，他把地球化学与结晶化学紧密联系在一起了。地球化学在20世纪之初出现以后，获得了非常迅速的发展，衍生出了以下一些新方向，如生物地球化学（关于生物界地球化学作用的学说），水文地球化学和宇宙化学（宇宙中化学元素及其同位素的历史）；最后一个方向已经是科学发展现阶段的事了。在理论地球化学的基础上开始了找矿的地球化学方法。

(2) 地球物理学的实际发展和理论地质学的建立

地球物理学实际上也是20世纪的科学，虽然上面我们曾提到它的某些方向此前已经存在。研究地震，以后还有人工爆炸或特别的震动而引发的弹性波在地球内部的传播，打开了确立地球圈层结构的道路。此前，在19世纪末存在过的关于地球的壳下部分的物理状态的分歧，在很大程度上只是抽象的意见：刚性的（物理学家和天文学家坚持如此）或者是粘塑性的（考虑到火山作用现象，地质学家这样认为）。只是在采用了地震方法的情况下，才得以解决这个争论。学者们进而分出了地核和地幔（德国学者维赫尔特，1897），确定了地壳的下界（南斯拉夫地球物理学家莫霍洛维奇，1910），最终建立了整个地球结构的现代模型（澳大利亚地球物理学家布伦，1956），提出了与地球液态外核中的对流相关连的地磁的动力理论。从20—30年代开始，地球物理方法日益成功地用于地壳上层，特别是沉积层的构造解释和有用矿产的寻找。这些应用地球物理方法包括重力勘探、磁法勘探、电法勘探和地震勘探。后来，地震勘探方法取得了最大的成就，它成了查清整个地壳构造的方法。

20世纪初的大地构造学以收缩假说的危机为特征，该假说曾经在半个世纪的时期内顺利地作为理论地质学的基础。如在第18章所指出的，收缩假说的危机是由于天文学家拒绝了康德-拉普拉斯的宇宙形成假说；放射性现象的发现，以及区域构造研究进展——推覆构造的确认等等所决定的。此时，少数人仍相信收缩假说，其中甚至有一些大学者（奥地利的科伯和德国

人施蒂勒)，但已提出了几个新的假说，如脉动说、壳下对流说、波动说等做为收缩假说的代替者。大陆漂移假说[泰勒(F. B. Taylor)和魏格纳(A. Wegner)，1910—1912]的提出，是离开传统概念迈出的最大一步，从而开创了大地构造学中的新潮流——活动论[瑞士人阿尔冈(E. Argande)的术语，1922]，此外，还有地球膨胀假说。活动论的思想在开始时取得了成功，但很快几乎完全失去了意义。30—50年代，在大地构造学中固定论观念占据压倒地位。别洛乌索夫(B. B. Белоусов)和荷兰学者别梅林提出了最完整的固定论观点。他们两人的观点都从垂直运动占据首位出发，首先是由地幔物质深部分异出的轻物质上升造成隆起，这样，就把经典的隆起假说复活了。构造过程的深部能源，从爱尔兰学者乔利(J. Joly，1929)开始，被认为是天然放射性元素蜕变而产生的热。

与这些纯理论的、在很大程度上是抽象概念发展的同时，关于地壳基本构造单元的学说也继续得到了发展，诸如地槽、造山带、地台等，在这方面积极参与的前苏联学者有阿尔汗格尔斯基(A. Д. Архангельский)、沙茨基(H. C. Шатский)、博格丹诺夫(A. A. Богданов)、穆拉托夫(M. B. Муратов)、扬申(A. Л. Яншин)等。德国大地构造学家施蒂勒的著作也有重要意义，他是褶皱幕、阶段概念的提出者。在40—50年代，在前苏联出现了关于新构造运动的学说——新构造学[奥布鲁切夫(B. A. Обручев)、尼古拉耶夫(H. И. Николаев)、舒尔茨(C. C. Шульц)]。大体在那些年代，大地构造学说还形成了另一个方向——深断裂学说[裴伟(A. B. Пейве)、桑德尔、克卢斯(H. Cloos)]。编制大地构造图并用作找矿基础的工作也首先在前苏联广泛开展起来了。

(3) 放射性的发现和绝对地质年代学的建立

放射性的发现不仅影响了大地构造学的发展，它还有更重要的影响——建立了**绝对地质年代学**。在这以前，地球年龄的确定是用间接方法(地球的冷却、大洋中盐的积累等等)，只是放射性同位素蜕变常数的运用才给地质学家们提供了工具，用以确定地球的年龄，各地质代、纪的时间长度和进行不含生物化石的火成岩、变质岩，特别是前寒武纪的变质岩之间的对比。苏格兰卓越的地质学家霍姆斯(A. Holmes，1948)成功地建立了第一个绝对地质年代表。

由于微体古生物学引进了传统生物地层学研究而使生物地层学丰富了内容，产生了**微体古生物学**和**孢粉学**(孢粉分析)。在阶的内部开始划分**带**(带的概念由德国学者奥佩尔(A. Oppel)于1856—1858年提出)。在区域地质和地层学取得进展的基础上，古地理研究得以广泛开展。

起源于格雷斯利(A. Gressley，1838)的相学说成为一个专门的方向，即同一时代的沉积物可以由复杂的不同的岩石(沉积岩)组成。建造学说也是一个专门方向，它最初理解为(在美国至今仍这样理解)纯地层含义。现在，它作为在相近的古地理和构造环境中形成的岩石自然组合被赋予了更深刻的含义，可以用做恢复古地理和构造环境的标志。

(4) 沉积岩石学的确立

20世纪分出的独立学科还有**沉积岩石学**——关于沉积岩的科学。分出沉积岩石学以后的岩石学则集中注意于火成岩和变质岩了。同时，沉积岩的研究还要求另外一些方法。如德国学者瓦尔特(E. Walther，1893—1894)及以后美国学者特文霍弗尔(W. H. Twenhofel)、前苏联学者阿尔汗格尔斯基和斯特拉霍夫(H. M. Страхов)等指出的那样，现代沉积的研究在确立沉积岩石学中起过(还将继续起到)很大的作用。普斯托瓦洛夫(Л. B. Пустовалов)，特别是斯特拉霍夫建立了现代沉积岩形成理论——岩石成因论，他们指出，在这个过程中构造和气候具有重要意义。沉积岩石学的发展日益增加了沉积成因矿产在工业发达国家经济中的作用。

(5) 煤田地质学和石油地质学的形成

在这个阶段,形成了两门与化石燃料研究有关的专门学科—— 煤田地质学和石油地质学(后来加上天然气)。如果说关于煤的成因问题已被罗蒙诺索夫解决了,剩下的问题是研究它的分布规律和煤盆地的类型,那么,石油的成因却仍然是个争论的问题。为解决此问题,提出过两个假说:有机说和无机说(确切说法是非生物的)。到了本阶段末期,众多的事实完全清楚地证实了前一个假说。由于古布金(И. М. Губкин)、瓦索耶维奇(Н. Б. Вассоевич)及其他国家同行们的努力,该假说变成了较完善的理论——瓦索耶维奇称之为沉积-迁移理论。在它的基础上研究了各类含油盆地、油田的分布规律和储量。

矿床学以及与之关系密切的岩石学获得了显著的进步,岩石学渐渐发展成岩相学。在更加丰富的实际材料基础上,在岩石学中得以继续完善火成岩分类,讨论原始岩浆问题,分异机理问题等。花岗岩成因问题吸引了特别的注意,在该问题的解决中形成了两个趋向:岩浆成因的和变质成因的(超变质)。在变质作用学说中,关于深带或相的概念原则上是新的概念。

20 世纪初,在矿床学说中以矿源物质来自深部的支持者们的胜利而结束了与主张矿源物质由地表水从围岩中溶出观点的争论。这时提出的问题是这种或那种矿产与一定类型的火成岩和构造条件之间的联系,与花岗岩岩基有关的矿床的分带性问题,涉及的学者有美国的艾孟斯(S. F. Emmons),前苏联的斯米尔诺夫(С. С. Смирнов)、毕利宾(Ю. А. Билибин)以及矿的再沉积等问题[施奈德赫恩(H. Schneiderhöhn),1952]。出现了一个新的方向——矿产分布学,它与构造演化相联系,研究矿产在空间和时间中的分布规律。

(6) 工程地质学和冻土学的建立

当我们要结束对地质发展史这一阶段的讨论时,还要提到两门新兴的学科—— 工程地质学和冻土学,后一学科的建立几乎全是前苏联学者的事业,前苏联学者也参与了前一学科的创建,水文地质学也获得了长足的进步,特别在研究地下水在垂向和水平方向的水文地质和水化学的分带性方面。从维尔纳茨基的工作开始,地下水被认为是更广泛的天然水系统中的一部分。

6. 20 世纪 60 年代

地质学的发展在 50 年代末和 60 年代初经历了新的转折。它在时间上与整个科学技术革命的开始是相吻合的,从本质上说,它是自然科学革命在地质学领域的反映。确实,老观念的消失和新观念的出现都是在采用新方法手段获得新发现的直接推动下实现的,在这些年中出现的新方法手段武装了地质学家、地球物理学家和地球化学家。

新阶段的来临最鲜明地表现在大地构造观点的根本改变,活动论重新复兴并战胜了固定论。正如第 18 章所提到的,这个转变的前提是地球物理和海洋地质学的一系列进展——软流圈的发现,古地磁研究进展,地磁场倒转的发现(考克斯,A. Cox),被裂谷系所复杂化的世界洋脊体系的发现(赫斯),大洋中脊条带状磁异常的确认,发现向洋中脊方向沉积物厚度减小,大洋和大陆地壳物质组成和厚度的实质性差别的确立(伊文, W. M. Ewing),更精确确定震源位置和震源处位移方向等等。上述这些发现的结果促进了海底扩张假说(赫斯,迪茨,1961-1962)的形成,并最终形成了板块构造理论(1968)。这个理论在得到了深海钻探的决定性确认之后,在 70 年代中扩展到地质学的几乎所有域,也包括一些应用领域,如矿床学、石油和天然气地质学等。

同时,也正是在这个阶段,地质学才成为真正的全球科学,因为它的研究所及已覆盖了全

部面积、首次得到了关于洋底构造的确切资料，地质研究已在那些地球上遥远的和非常难以达到的地区展开(南极、西藏、亚马逊等)，因此是涉及了整个地表。做为斯特拉霍夫根据大陆资料所建立概念的补充，建立了海洋沉积岩理论。大洋沉积层中微体古生物的研究使地层划分中的带甚至得以进行全球对比。一些物理学方法强烈渗透到地层学中，如放射性地质年代学，出现了地磁地层学和地震地层学。此外，在研究中引入了新的生物门类，如分类位置不明的牙形石；古生物学的方法扩展到了晚前寒武纪，而差不多在整个前寒武纪剖面中都找到了生物遗迹。同位素地质年代学资料的应用，首次使大区之间前寒武纪的对比成为可能，并在此基础上诞生了占据整个地球历史 7/8 的地史学新篇章。

地球物理学中研究地壳和整个地球的地震学方法达到了很高精度。这就可以查明大陆和大洋区沉积层，乃至整个地壳的结构，而且也得以探知地幔的不均匀性。这就使我们有理由希望能够发现深部地幔过程与岩石圈之间的真实联系。各种物质在超高压条件下行为的研究证实了地核为铁质的假说，而这在以前的实验条件下是达不到的。钻探技术的进步，使在大陆地壳区实现了深度超过 12 km 的钻探(科拉半岛超深钻)，在大洋壳区最上面两层的结构已被钻探所揭露。

新技术开辟了根本改善矿物和岩石化学成分研究的方法。现在，可以根据一粒矿物的分带结构得到该岩石和整个岩石组合的形成条件和历史。同位素成了各种不同类型岩石、矿物、矿石形成和演化的最重要指标，因而赋予同位素地球化学以巨大的意义。有机地球化学作为地球化学的一个新方向，为确认石油的有机成因提供了决定性证据。以前基本上靠抽象方式解决的岩浆成因问题，现在根据实验资料首次获得了可信的认识。

人进入宇宙也为地质科学开拓了新视野。从太空研究地球表面为发现地壳构造的新特征提供了可能，这就是巨型线性构造——延伸很长的线性断裂带和各种尺度的环形构造。以前关于巨型线性构造的存在只是推测。太阳系其他行星和月球的研究得出了关于地球演化早期阶段的宝贵资料，因为所有这些天体，除了水星之外都在比地球早的阶段停止了积极活动，而水星虽然还在继续发展，但活动程度也落后于地球。

现今，在地质科学中，首先是在地球物理，也在构造地质和古生物学中，越来越广泛地运用现代计算技术方法(电子计算机)。在系统分析的基础上，地质科学正经历着改造。所有这些都表明，古老的地质科学正不断地年轻化，向着继续解决摆在它面前的最大任务——建立无所不包的地球理论迈进。

纵观地质学的全部历史，我们可以看到它的发展与其他自然科学的一致性：

(1) 在时间方面，科学的进步是加速度的(请比较一下酝酿时期和地质科学时期的长短)。

(2) 在地质学发展中，短期的快速变化(跃进、革命)和长期缓慢的进化(实际资料的积累)相交替出现，这时，老概念消亡和新概念出现；在地质学的历史中这样的革命大致有 6 个阶段：

- 古希腊和古罗马时期；
- 复兴时期；
- 18 世纪中期和末期；
- 19 世纪中期；
- 20 世纪初期；
- 20 世纪 60 年代。

它们和自然科学其他领域中的革命是大体吻合的。

(3) 通过矛盾概念的相互斗争得到发展:水成论和火成论、灾变论和均变论,固定论和活动论等等。

(4) 地质学家的"技术武装程度"不断增长。

(5) 地质学在人类社会发展中的作用不断增长。应该指出,在促进地质学进步的诸因素中,占首位的是工业发展以及建设对矿产资源数量和品种方面日益增长的需求;其次是基础科学发展的推动,如物理学、化学、数学以及其他相邻自然学科——天文学、生物学,还包括技术方面的成就;占第三位的是人类扩展自己对周围世界认识的愿望,这可以说是人类与生俱来的天性

［Ｇｅｎｅｒａｌ　Ｉｎｆｏｒｍａｔｉｏｎ］
书名＝普通地质学
作者＝
页数＝２４１
ＳＳ号＝０
出版日期＝

封面
书名
版权
前言
目录
正文